

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

КОНТРОЛЬНЫЙ ФАК

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1

1987

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Мурдмаа И. О., Иванова Е. В.</i> Глубоководные фации: современные и времени последнего оледенения	3
<i>Супаташвили Г. Д., Лабарткава Н. А., Лория Н. В., Адамия Т. М.</i> Распределение мышьяка во взвеси и донных отложениях пресных водоемов	17
<i>Сорокин В. М., Соколов В. Н., Шлыков В. Г.</i> Генетические типы карбонатов позднечетвертичных осадков Черного моря	24
<i>Евзеров В. Я.</i> Формирование и размещение прибрежно-морских россыпей в области развития скандинавских ледниковых покровов	31
<i>Броневои В. А., Теняков В. А.</i> К эволюции бокситообразующих процессов в фанерозое	41
<i>Шарков А. А.</i> Особенности строения и состава марганценосных нижнекаменноугольных отложений Южного Урала.	51
<i>Соколова Е. А., Дворов В. И.</i> Геолого-геохимические предпосылки формирования марганцевых руд Мангышлакского месторождения. Сообщение 1. Геология месторождения	60
<i>Гречухин В. В., Климов А. А., Бакланов В. Г., Черников А. Г., Воевода Б. И., Поляков А. П., Дараган В. Н.</i> Генерализованная классификация угленосных пород и углей	80
<i>Бямба Ж.</i> Древние фосфориты Монголии	94
<i>Гаврилов Ю. О., Ципурский С. И.</i> Глинистые минералы ниже- и среднеюрских отложений Западного Дагестана	105

Краткие сообщения

<i>Тимофеев П. П., Жарков С. М.</i> О соотношении верхнеюрско-нижнемеловых морских мелководных и глубоководных геологических тел Бискайского бассейна	122
<i>Баланчивадзе С. Г.</i> Особенности формирования и размещения среднеюрских угольных пластов на Ткибули-Шаорском месторождении.	124

Методика

<i>Егорова Т. Г., Ежова А. В., Каляцкий И. И., Лобанова Г. Л.</i> Сравнительный анализ дезинтеграционных методов при гранулометрии палеоструктур верхнеюрских песчаников	129
--	-----

Критика

<i>Тимесков В. А.</i> О книге «Генетические типы, закономерности размещения и прогноз месторождений брусита и магнезита»	132
--	-----

Хроника

<i>Кузнецов В. Г., Лучников В. С.</i> Геология рифов и их нефтегазоносность	136
<i>Давиденко Н. М., Шумилов Ю. В., Избеков Э. Д., Патык-Кара Н. Г., Рыжов Б. В.</i> Проблема концентрации и рассеяния минерального вещества в геологии россыпей	137

Михаил Павлович Фивег	140
------------------------------	-----

Вниманию авторов!	142
-------------------	-----

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

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

1

JANUARY — FEBRUARY

1987

CONTENTS

<i>Murdmaa I. O., Ivanova Ye. V.</i> Deep-water facies: present and of the time of the last glaciation	3
<i>Supatashvili G. D., Labarikava N. A., Loria N. V., Adamia T. M.</i> Distribution of arsenic in the suspension and bottom sediments of freshwater bodies	17
<i>Sorokin V. M., Sokolov V. N., Shlykov V. G.</i> Genetic types of carbonates in Late Quaternary sediments of the Black Sea	24
<i>Yevzerov V. Ya.</i> Formation and distribution of nearshore placers in the area of Scandinavian ice sheets	31
<i>Bronevoy V. A., Tenyakov V. A.</i> On evolution of bauxite-forming processes in the Phanerozoic	41
<i>Sharkov A. A.</i> Peculiarities of the structure and composition of manganese-bearing Lower Carboniferous strata of the Southern Urals	51
<i>Sokolova Ye. A., Dvorov V. I.</i> Geologo-geochemical prerequisites for the formation of Mangyshlak manganese ores. Communication 1. Geology of the mineral deposit	60
<i>Grechukhin V. V., Klimov A. A., Baklanov V. G., Chernikov A. G., Voevoda B. I., Polyakov A. P., Daragan V. N.</i> Generalized classification of rocks and coals	80
<i>Byamba Zh.</i> Ancient phosphorites of Mongolia	94
<i>Gavrilov Yu. O., Tzipursky S. I.</i> Clay minerals of Low and Middle Jurassic strata of Western Dagestan	105

In Brief

<i>Timoфеев P. P., Zharkov S. M.</i> On the relation of Upper Jurassic — Lower Cretaceous marine shallow and deep-water geological bodies in the Biscay basin	122
<i>Balanchivadze S. G.</i> Peculiarities of formation and distribution of Middle Jurassic coal seams in the Tkibuli-Shaora mineral deposit	124

Methods

<i>Yegorova T. G., Yezhova A. V., Kalyatskiy I. I., Lobanova G. L.</i> Comparative analysis of disintegration techniques in granulometry of Upper Jurassic sandstone paleostructures	129
--	-----

Reviews

<i>Timeskov V. A.</i> On the book «Genetic types, regularities in distribution and prognosis of brucite and magnesite deposits»	132
---	-----

News

<i>Kuznetsov V. G., Luchnikov V. S.</i> Geology of reefs and their oil and gas potential.	136
<i>Davidenko N. M., Shumilov Yu. V., Izbekov E. D., Patyk-Kara N. G., Ryzhov B. V.</i> Problem of concentration and dispersal of the mineral matter in the geology of placers	137

Mikhail Pavlovich Fivog	140
--------------------------------	-----

To the attention of authors	142
-----------------------------	-----

УДК 551.352 : 551.32

ГЛУБОКОВОДНЫЕ ФАЦИИ: СОВРЕМЕННЫЕ И ВРЕМЕНИ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

МУРДМАА И. О., ИВАНОВА Е. В.

Проведено сопоставление ареалов распространения климатических комплексов планктонных фораминифер, широтных фациальных зон глубоководных осадков и поверхностных водных масс в современном Мировом океане и на разных стадиях последнего материкового оледенения Северного полушария; установлена миграция широтных фациальных зон в зависимости от глобальных климатических колебаний. Рассмотрено изменение глубинного положения критических уровней растворения CaCO_3 в зависимости от стадий позднечетвертичного оледенения. Проведен анализ позднечетвертичных фаций Красного моря и показано, что наиболее резкие изменения условий осадконакопления в этом бассейне обусловлены гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана.

Глобальные изменения климата и гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана, обусловленные последним (вюрмским, висконсинским) материковым оледенением Северного полушария, привели, как известно, к резким перестройкам мелководных фациальных обстановок. Гораздо менее ясен вопрос о влиянии оледенения на глубоководные морские и океанские фации, особенно в регионах, удаленных от материковых ледниковых щитов. Запись этого события, зафиксированная в колонках глубоководных осадков, дешифрировалась в основном микропалеонтологическим и изотропно-кислородным методами [10, 14, 30, 45, 47]. В большинстве случаев эти исследования не сопровождалось фациально-генетическим анализом осадков. В то же время реконструкциям глубоководных фациальных обстановок для отдельных этапов позднечетвертичной истории океанов препятствовало отсутствие достаточно детальных коррелируемых в глобальном масштабе стратиграфических шкал. К настоящему времени такие шкалы (изотопно-кислородная, климатостратиграфическая) разработаны только для карбонатных (фораминиферовых) осадков [27, 28, 32, 36, 42].

В данной статье мы пытались выявить реакцию глубоководных фациальных систем океана, а также полузамкнутого Красного моря на глобальные изменения природных условий, связанные с последним материковым оледенением Северного полушария и отдельными его стадиями. Используя в качестве актуалистической модели современную систему глубоководных фаций [15, 16], мы рассмотрели отличия фациального характера глубоководных осадков разных стадий оледенения от современных, обусловленные: а) смещением климатических зон; б) изменением условий растворения биогенного CaCO_3 на дне; в) гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана.

Миграция широтных фациальных зон. В современном океане установлены субшироко ориентированные зоны глубоководных пелагических фаций, отражающие глобальную климатическую зональность факторов пелагического седиментогенеза, прежде всего условий биогенной седиментации, особенно чувствительной к климату [12, 13, 15, 16]. Широтная зональность биогенной седиментации контролируется как зональным распределением биопродуктивности [11], так и биогеографией осадкообразующих планктонных организмов — фораминифер, кокколитофорид, диатомей, радиолярий и др. В глобальном масштабе структура поля первичной продукции находит отражение в широтных фациальных поясах. Экваториальной и двум умеренным гумидным зонам

повышенных значений первичной продукции соответствуют широтные пояса биогенного кремненакопления, а также ускоренного карбонато- и глинонакопления [6, 12, 33]. Расположенные между ними центры субтропических круговоротов течений (аридные зоны) характеризуются предельно низкой биопродуктивностью вод, представляя собой «океанские пустыни».

Биогеографическая зональность осадкообразующего планктона контролируется температурой поверхностных вод, что находит отражение в широтной зональности танатоценозов планктонных организмов в донных осадках [2, 3, 7]. Связь состава танатоценозов планктонных организмов с температурой поверхностных вод лежит в основе микропалеонтологических методов палеотемпературного анализа. Однако не вполне ясен вопрос, в какой мере установленные по танатоценозам палеотемпературные зоны соответствуют обусловленным биопродуктивностью фациальным зонам.

На основе корреляции между среднегодовыми температурами поверхностных вод в современном океане и танатоценозами планктонных фораминифер в поверхностном слое пелагических осадков выделены следующие климатические зоны [3, 7]: полярные (ниже 4° С), субполярные (4—8° С), умеренные (8—13° С), субтропические (13—24° С), тропические (24—26° С) и экваториально-тропическая (26—29° С). Каждой из выделенных климатических зон соответствует специфический тип поверхностных водных масс, характеризующийся не только диапазоном среднегодовых температур, но и соленостью, содержанием биогенных элементов, биологической продуктивностью и принадлежностью к определенной макроциркуляционной системе. Водные массы и макроциркуляционные системы разделены гидрологическими фронтами, на которых наблюдается увеличение градиентов температуры и других гидрологических параметров. Отражением фронтов на дне являются более или менее отчетливые переходы между широтными фациальными поясами. Главные фронты являются границами климатических типов танатоценозов планктонных фораминифер и выделенных по ним климатических зон океана [7, 18].

Выделенные по абсолютному доминированию вида *Globigerina pachyderma* sin полярные зоны соответствуют самым холодным полярным (арктической и антарктической) водным массам. Свойственная полярным зонам ледовитость обуславливает распространение здесь фаций терригенных ледово-морских и айсберговых осадков [12], господствующих в высокоширотных частях зон (в Северном Ледовитом океане и вокруг Антарктиды) и сменяющихся фациями биогенных кремнистых или известковых илов с рассеянным материалом ледового и айсбергового разноса на периферии (северная часть антарктической полярной зоны к северу от антарктической дивергенции, котловины Берингова и Охотского морей расположенные, согласно карте В. Н. Степанова [19], севернее арктического фронта).

Таким образом, умеренные пояса кремненакопления заходят своей высокоширотной периферией в пределы полярных зон (арктической и антарктической водных масс), тогда как основные части этих поясов развиты над высокопродуктивными субполярными (субарктическим и субантарктическим) типами водных масс, распространенными между полярными и субполярными фронтами [19]. По танатоценозам планктонных фораминифер в пределах этих поясов выделяют субполярную (относительно холодноводную) и умеренную (более тепловодную) зоны [1, 2]. Субарктический фронт на севере и субантарктический фронт (часто именуемый субтропической конвергенцией) в Южном океане отделяют продуктивные субполярные воды от субтропических, циркулирующих в субтропических антициклонических круговоротах и отличающихся очень низкой биопродуктивностью. Эти фронты скорее всего служат естественными границами поясов кремненакопления и одновременно границами между умеренными и субтропическим танатоценозами планктонных фораминифер. Арктический и антарктический фронты, а

также изотермы 8—9° (условная граница между умеренным и субполярным танатоценозами), по-видимому, не являются пределами распространения поясов кремненакопления. На самом деле южный полярный (антарктический) фронт, судя по карте В. Н. Степанова [19], находится внутри южного пояса кремненакопления. Между ним и субантарктическим фронтом располагается широкая переходная зона развития фаций кремнисто-карбонатных (выше (КГК) и кремнисто-глинистых пелагических осадков, а сама фронтальная зона характеризуется высокой биопродуктивностью.

Субтропический танатоценоз характерен для большей части «океанских пустынь», хотя на низких широтах он сменяется более тепловодным тропическим.

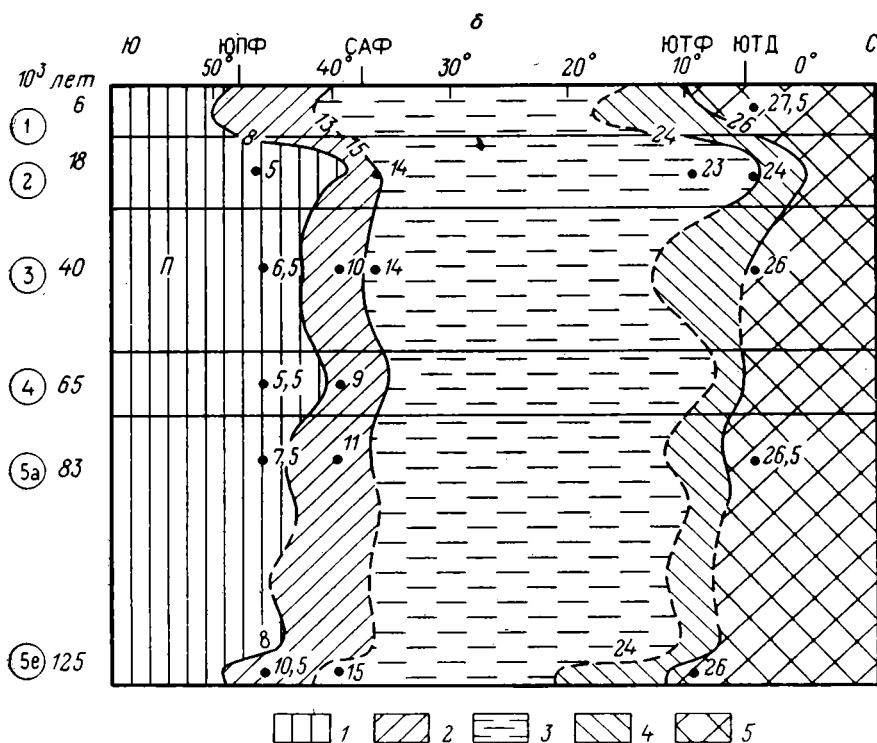
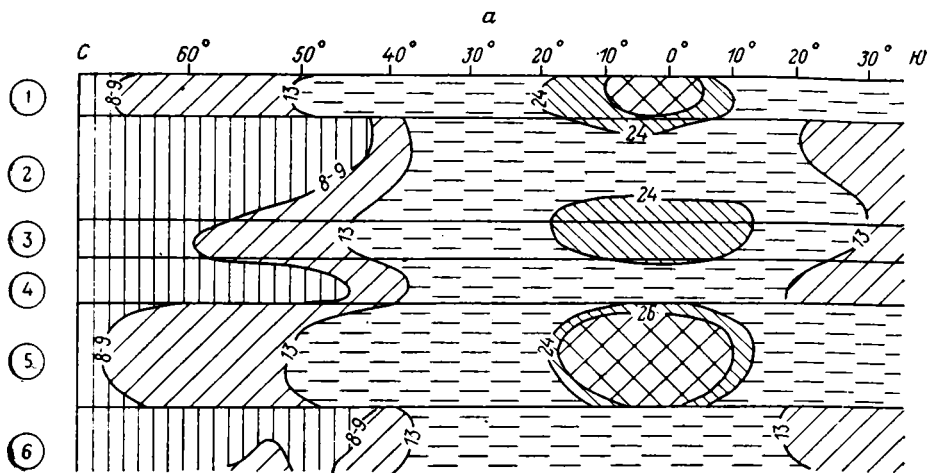
Экваториальная продуктивная зона связана с теплыми поверхностными водными массами, богатыми питательными веществами вследствие подъема вод в дивергенциях. Она отражена на дне широтным поясом радиоляриевых илов и повышенных скоростей накопления известковых осадков. В последних развит наиболее тепловодный (26—29° С) экваториально-тропический танатоценоз планктонных фораминифер, по периферии переходящий в тропический. Прямого соответствия границ продуктивной зоны и танатоценозов при этом не наблюдается. В зонах дивергенций, характеризующихся максимальными величинами первичной продукции, температура поверхностных вод несколько понижена, что находит отражение в увеличении доли более холодноводных (особенно умеренных) видов в составе танатоценозов [7, 10, 18].

Палеотемпературный анализ колонок позднечетвертичных (0—128 000 лет назад) известковых осадков Атлантического и Индийского океанов (фиг. 1) выявил колебания палеотемператур поверхностных вод, коррелирующие с изотропно-кислородными стадиями 1—5 и с соответствующими фазами последнего материкового оледенения Северного полушария. Большинство исследователей считает, что установленные колебания температуры отражают, по крайней мере в высоких широтах, меридиональные перемещения поверхностных водных масс и разделяющих их фронтов, а не изменения свойств самих водных масс. На это указывает сходство состава климатически однотипных танатоценозов планктонных фораминифер на разных горизонтах позднечетвертичных разрезов с современными танатоценозами, а также одинаковый характер фациальных переходов между широтными зонами, отражающими положение водных масс.

В таком случае следует ожидать также согласованных с глобальными климатическими осцилляциями и смещениями водных масс сдвигов глубоководных фаций и фациальных переходов [37].

В эпоху последнего оледенения (изотопные стадии 2—4) все установленные по танатоценозам планктонных фораминифер климатические зоны оказались в той или иной мере смещенными к экватору. Амплитуда этого смещения уменьшалась от высоких широт к низким (см. фиг. 1). Она была наибольшей в позднем стадiale, во время максимума последнего оледенения (изотопно-кислородная стадия 2, около 18 000 лет назад), несколько меньше — в раннем стадiale (стадия 4) и слабо выражена в межстадiale (стадия 3). Миграция зон в Атлантическом океане [1] была выражена значительно резче, чем в Индийском (см. фиг. 1). В последнем имеются регионы — к югу от Африки [30, 35] и Австралии [46], где положение зон и разделяющих их фронтов почти не менялось.

Дальше всего (на 500—1000 км или даже более во время максимума оледенения) мигрировали ледовые [1, 2, 8, 23—25, 30] зоны со свойственными им моновидовым полярным танатоценозом планктонных фораминифер, с фациями терригенных ледово-морских и айсберговых осадков, грубообломочным материалом ледового разноса, относительно мелководным положением критических уровней растворения CaCO_3 . В Антарктике эффект расширения ледовой зоны, по-видимому, усилился активизацией в эпохи оледенения деятельности турбидных потоков,



Фиг. 1. Миграция климатических зон Атлантического (а) [1] и Индийского (б) [10, 14, 45, 47] океанов в позднечетвертичное время по данным палеотемпературного анализа танатоценозов планктонных фораминифер. Климатические зоны: 1—субполярная; 2—умеренная; 3—субтропическая; 4—тропическая; 5 — экваториально-тропическая; гидрологические фронты: ЮПФ — южный полярный, САФ — субантарктический, ЮТФ — южный тропический; ЮТД — южная тропическая дивергенция. Цифры на схемах — палеотемпературы, цифры в кружках — изотопно-кислородные стадии

отлагавших на приконтинентальных абиссальных равнинах слои терригенных турбидитов, маскировавших биогенную седиментацию.

Умеренные продуктивные зоны (пояса биогенного кремненакопления) в холодные эпохи также смещались к экватору. При этом ширина их, по мнению ряда исследователей [25, 35, 37] сокращалась, о чем косвенно свидетельствует сближение полярного и субполярного фронтов с соответствующим сужением зоны умеренного танатоценоза во время обоих стадиялов последнего оледенения (см. фиг. 1). В межстадиале

умеренные зоны расширились, что, возможно, указывает на расширение ареала продуктивных поверхностных вод и соответственно — пояса кремненакопления. Однако по данным А. П. Лисицына [33], ширина южного пояса кремненакопления практически не менялась.

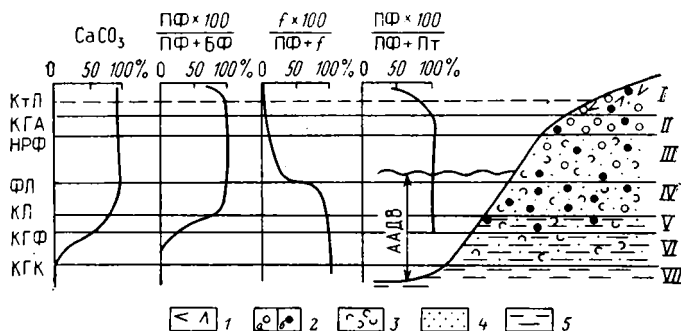
Судя по сдвигу к экватору границ субтропического танатоценоза (субполярных фронтов) в холодные эпохи (изотопные стадии 2 и 4), пояса «океанских пустынь» были несколько отгеснены в сторону низких широт поясами кремненакопления, но положение их центров оставалось, по-видимому, стабильным [25].

Во время последнего оледенения экваториальная зона высоких температур поверхностных вод и соответствующий ей ареал экваториально-тропического танатоценоза несколько сокращались в Индийском океане (см. фиг. 1, б), почти исчезали в Тихом океане [17], совсем не фиксируются в Атлантике (см. фиг. 1, а). Во время стадиялов в Атлантическом океане отсутствовала даже тропическая температурная зона, и вся приэкваториальная область океана оказалась занятой водами, по температуре соответствующими современным субтропическим. Это однако отнюдь не означает исчезновения экваториальной продуктивной зоны. Скорее наоборот, в холодные эпохи биологическая продуктивность на экваторе даже возрастала за счет более интенсивной вертикальной циркуляции в зонах дивергенции, а также благодаря усилению холодных восточных пограничных течений и связанных с ними прибрежных апвеллингов. Усиление подъема вод в дивергенциях приводило к понижению температуры поверхностных вод, что нашло отражение в увеличении роли относительно холодноводных видов в танатоценозах планктонных фораминифер экваториальной зоны [8, 10]. Охлаждению приэкваториальной акватории способствовал и занос высокопродуктивных вод из зон апвеллингов [2, 35]. Рост биопродуктивности в эпохи оледенения вызвал повышение в осадках экваториальной зоны содержания органического углерода и понижение карбонатности [40]. При этом в ряде колонок из экваториальной зоны Атлантического и Тихого океанов отмечено повышение скорости накопления CaCO_3 в эпоху последнего оледенения [22].

В результате миграции широтных фациальных поясов между ними развились зоны циклической седиментации. Циклические разрезы, сложенные чередующимися слоями с разным содержанием биогенного кремнезема, широко развиты на окраинах поясов кремненакопления. Образование «кремнистых циклов» можно объяснить обусловленными климатическими изменениями меридиональными перемещениями границ широтных фациальных поясов, приводившими в каждой точке на границе поясов к чередованию условий высокой и низкой биопродуктивности. Для всех трех поясов кремненакопления Тихого океана эти данные приведены в работе [3], а для Южного пояса Индийского океана — [46]. Менее резко выраженные «кремнистые циклы» характерны и для внутренних частей поясов кремненакопления, где они могут быть связаны как с миграциями зоны максимальной биопродуктивности (оси пояса), так и с изменениями глубин критических уровней растворения CaCO_3 (т. е. сочетаются с карбонатными циклами). В обоих случаях циклы коррелируют с глобальными климатическими колебаниями.

Изменения условий растворения CaCO_3 и сдвиги карбонатных фаций. Исследования современных процессов биогенного карбонатакопления, выполненные в основном за последние два десятилетия, привели к выявлению нескольких более или менее резко выраженных глубинных уровней изменения интенсивности селективного растворения разных минералогических (кальцит, арагонит) и биоморфных (раковины птеропод и планктонных фораминифер, кокколиты) модификаций биогенного карбоната кальция, которые получили названия лизоклинов и критических глубин.

Лизоклины и критические глубины отделяют друг от друга фации с разной степенью растворения оседающего на дно планктоногенного CaCO_3 . Батиметрическое положение лизоклинов и критических глубин



Фиг. 2. Фациальный ряд растворения пелагических карбонатов
Критические уровни растворения: ПтЛ — птероподовый лизоклин; КГА — критическая глубина арагонита; НРФ — начало растворения фораминифер; ФЛ — фораминиферовый лизоклин; КЛ — кальцитовый лизоклин; КГФ — критическая глубина планктонных фораминифер; КГК — критическая глубина карбонатонакопления. Соотношение числа в осадках: ПФ — планктонных фораминифер; БФ — бентосных фораминифер; Пт — птеропод; f — фрагментов планктонных фораминифер. **Фашии:** I — фораминиферо-птероподовая; II — биоморфно-фораминиферовая; III — кокколито-фораминиферовая биоморфно-детритовая; IV — фораминиферо-нанофоссилиявая детритовая; V — фораминиферо-нанофоссилиявая мергельная; VI — нанофоссилиявая мергельная; VII — бескарбонатных пелагических глин или кремнистых илов. 1 — птероподы; 2 — планктонные фораминиферы (а — неустойчивые к растворению, б — устойчивые); 3 — детрит планктонных фораминифер; 4 — нанофоссилии; 5 — глинистое вещество. ААДВ — антарктическая донная вода

неодинаково в разных широтных зонах и меняется в зависимости от свойств придонных водных масс, скоростей осадконакопления и некоторых других факторов [4, 5, 12]. При этом последовательность критических уровней (а следовательно, фаций между ними) остается неизменной, ибо она зависит от относительной растворимости карбонатных компонентов и определяется однонаправленной тенденцией усиления растворения CaCO_3 с глубиной. Нарушения этой тенденции («инверсии растворения») в современном океане редки и узко локализованы, например, в районах прибрежных апвеллингов с их исключительной высокой биопродуктивностью или вблизи выходов кислых гидротерм.

Обусловленные селективным растворением CaCO_3 фациальные изменения создают в итоге универсальную, по крайней мере для пелагических областей океана, вертикальную последовательность фаций — фациальный ряд растворения (фиг. 2), батиметрическое положение отдельных фаций в котором зависит от глубины ограничивающих их критических уровней растворения [16]. Наблюдения в современном океане показывают [4, 5, 12], что изменения критических глубин и глубин лизоклинов происходят в целом согласованно, хотя величина смещения отдельных уровней, а значит, и диапазон глубин, занимаемый заключенными между ними фациями, неодинаковы в разных климатических зонах и фациальных поясах.

Наблюдаемые в колонках глубоководных осадков периодические изменения содержания CaCO_3 и сохранности его биоморфных модификаций (так называемые «карбонатные циклы»), коррелирующие со стадиями четвертичных материковых оледенений обусловлены главным образом изменениями интенсивности селективного растворения биогенных карбонатов [21, 44, 46]. В отдельно взятой колонке карбонатные циклы растворения вырисовываются в виде серии коррелирующих между собой кривых изменения величин индикаторов растворения: содержания CaCO_3 и арагонита, числа раковин птеропод и фораминифер, степени их фрагментации, соотношений планктонных и бентосных фораминифер, планктонных фораминифер и радиолярий, индексов растворения, рассчитанных по соотношению более легко растворимых и резистентных видов [21, 44, 46, 47]. По величинам перечисленных индикаторов растворения устанавливается принадлежность каждого интервала разреза (соответствующего климатостратиграфическому горизонту) к определенной фации в ряду растворения, что позволяет установить положение

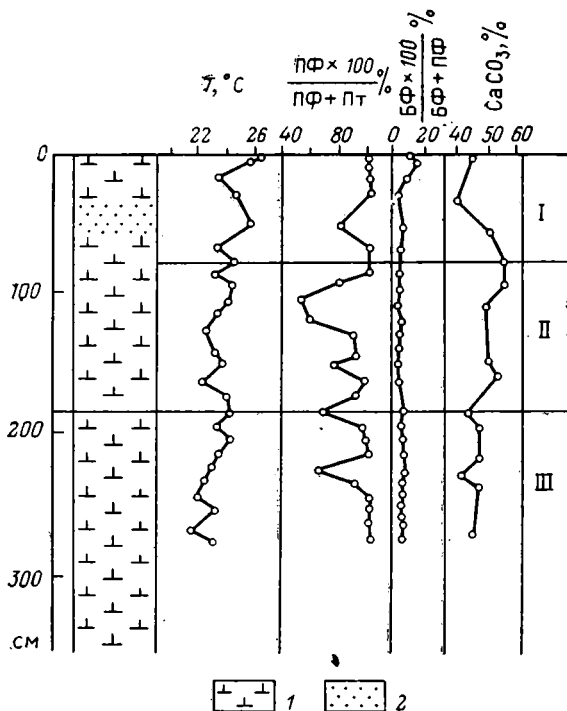
ограничивающих ее критических уровней растворения по отношению к глубине точки станции. Изменения величин интерпретируются как сдвиги по глубине критических уровней растворения, причем смена одной фации другой по вертикали колонки означает переход через точку станции соответствующего критического уровня (лизоклина или критической глубины).

Сопоставление данных о карбонатных циклах в колонках с различных глубин и из разных климатических зон показывает, что в связи с позднечетвертными климатическими колебаниями меняли свое батиметрическое положение все уровни растворения CaCO_3 , а следовательно, фациальный ряд растворения в целом. В каждом регионе изменение разных уровней имело одинаковый знак в эпохи похолоданий (стадиалы последнего оледенения) и обратный — в эпохи потеплений (межледниковье, межстадиал, голоцен). При этом было обнаружено, что в одних регионах, куда относятся большая часть акватории Атлантического океана [20], весь Южный океан [46, 47] и некоторые районы экваториальной зоны Тихого океана [40], в холодные эпохи (особенно во время максимума последнего оледенения) имел место сдвиг фациального ряда растворения в сторону меньших глубин.

Так, в Атлантическом океане получены многочисленные колонки со дна котловин, в которых голоценовые осадки — карбонатные, отложились выше критической глубины карбонатакопления (КГК), а осадки времени последнего оледенения — бескарбонатные, отражают миграцию КГК на меньшие глубины и как следствие — общее сокращение площадей карбонатных фаций. Во многих колонках по ухудшению сохранности фораминифер устанавливается уменьшение глубины фораминиферового лизоклина в вюрме. Следует указать, что в Атлантическом океане эффект возрастания интенсивности растворения в ледниковые эпохи усиливается более обильным поступлением в глубоководные котловины разбавляющего терригенного материала.

В Австралийском секторе Южного океана Д. Вильямс с соавторами [46] выявили, что на эффект усиления растворения в холодные эпохи была наложена миграция пояса кремнеаккумуляции на север. Обнаружен значительный (на 700—800 м) подъем фораминиферового и карбонатного лизоклинов на обоих склонах срединно-океанского хребта во время последнего оледенения, с соответствующим сокращением площадей покрывающих его высококарбонатных осадков, оттесненных диатомовыми илами на самый гребень хребта.

В северной половине Индийского океана и в большинстве районов Тихого океана наблюдается обратная картина: повышение содержания CaCO_3 и улучшение сохранности карбонатных раковин в ледниковые эпохи по сравнению с межледниковыми [44], что отражает погружение лизоклинов и критических глубин. Смещения верхних (относительно мелководных) членов фациального ряда растворения можно проследить на примере колонки II—1 из северо-западной части Аденского залива с глубины 1730 м (фиг. 3), в которой вскрыты горизонты голоцена, позднего стадиала и межстадиала последнего оледенения (изотопные стадии 1—3) [31]. Судя по хорошей сохранности планктонных фораминифер и низкому содержанию бентосных фораминифер, точка находилась в течение всего рассматриваемого отрезка времени выше фораминиферового лизоклина. Структура танатоценоза планктонных фораминифер менялась сравнительно мало, что свидетельствует о довольно стабильных гидрологических условиях [31], при которых наблюдаются существенные вариации сохранности птеропод. В голоцене раковины птеропод практически отсутствуют, а в поверхностном слое осадков отмечаются признаки растворения наименее устойчивых фораминифер, что указывает на положение точки вблизи арагонитового лизоклина и уровня начала растворения фораминифер. В отложениях позднего стадиала последнего оледенения содержится значительное количество раковин птеропод (см. фиг. 3). Отсюда можно сделать вывод о погружении птероподового лизоклина и критической глубины арагонита ниже



Фиг. 3. Изменения фациальных характеристик осадков в колонке II-1 (12°44' с. ш., 46°29' в. д., гл. 1730 м)

1 — глинисто-известковый ил; 2 — птероподово-фораминиферовый песок; T , °C — палеотемпературная кривая по планктонным фораминиферам. Стратиграфические горизонты по [31]: I — голоцен, II — поздний стадиал последнего материкового оледенения северного полушария (IIa — верхняя часть, IIб — нижняя часть), III — межстадиал, IV — ранний стадиал, V — межледниковье. Остальные условные обозначения см. на фиг. 2

1700 м. В отложениях межстадиала (изотопная стадия 3) птероподы редки, вероятно, из-за их растворения на глубинах между лизоклином и критической глубиной арагонита.

В колонке 28 Пт-7 (глубина 3300 м) с Аравийско-Индийского хребта, из района южной тропической дивергенции [10], отмечается сильное растворение фораминифер в отложениях последнего межледниковья (изотопная стадия 5), указывающее на положение фораминиферового лизоклина выше точки колонки. В отложениях последнего оледенения наблюдаются лишь слабые признаки растворения, свойственные фации выше лизоклина, который, очевидно, погрузился в это время ниже 3300 м.

В колонке NO-04-KS6 (глубина 3541 м) с западного фланга Восточно-Тихоокеанского поднятия [44] наблюдается резкое увеличение индекса растворения фораминифер на плейстоцен-голоценовой границе, свидетельствующее о приближении лизоклина к глубине 3,5 км. Сходный ход кривой индекса растворения наблюдается в колонке IC — 5 (глубина 4308 м) из района, расположенного к югу от Бенгальского залива [44]. В голоценовом слое индекс растворения высокий (5,5), что указывает на положение станции глубже лизоклина. Во время стадиалов последнего оледенения (изотопные стадии 2 и 4) растворение проявилось слабо и точка станции находилась явно значительно выше лизоклина. В межстадиале и межледниковье (изотопные стадии 3 и 5) фораминиферовый лизоклин, судя по усилению растворения, приближался к глубине станции. Подобные же колебания КГК привели на больших глубинах к смене бескарбонатных (кремнисто-глинистых или глинистых) илов теплых эпох мергельными разностями, характерными

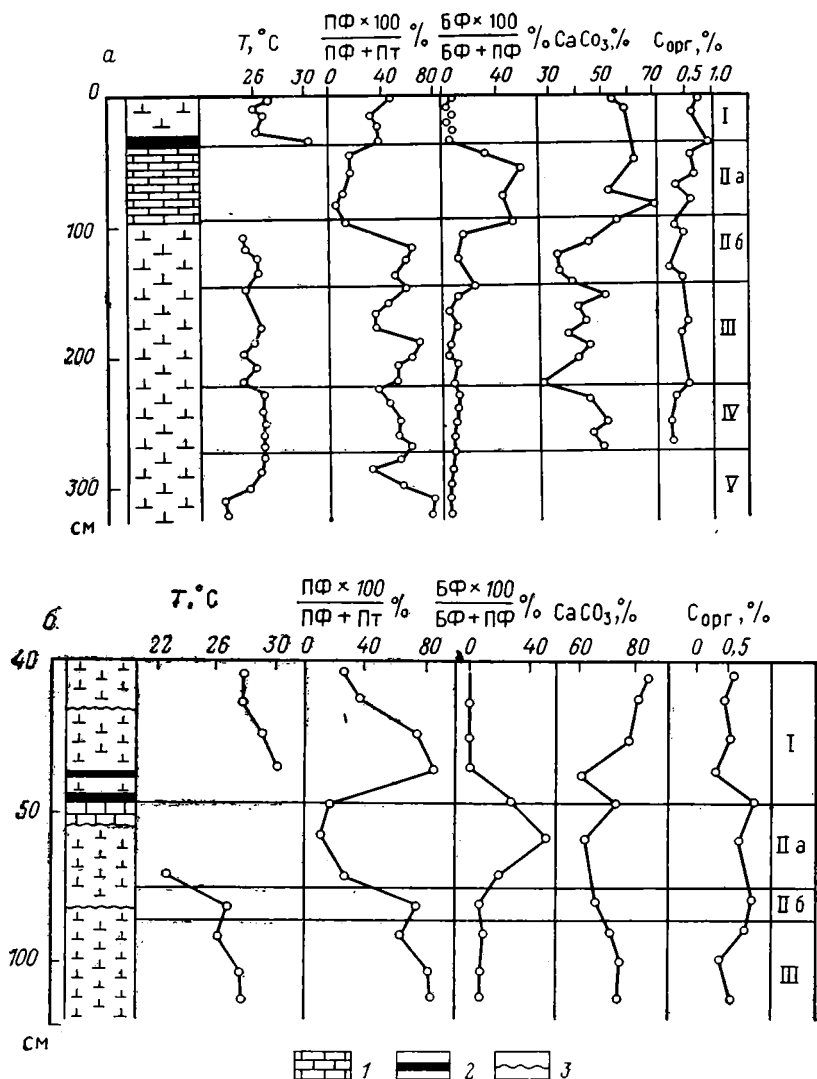
для эпох оледенений. В этих регионах общая площадь карбонатных фаций расширилась в холодные периоды.

Влияние на глубоководные фации гляциозвстатических колебаний уровня океана. Вызванное последним материковым оледенением Северного полушария эвстатическое понижение уровня Мирового океана (на 80—150 м во время максимума оледенения около 180 000 лет назад [24, 25]) оказало влияние не только на мелководные фации, но и на некоторые глубоководные морские и океанские фации. Повсеместно, кроме некоторых районов аридной зоны [39], во время оледенения увеличилась интенсивность накопления терригенных турбидитов и других типов гравитационных отложений на континентальных подножиях, в глубоководных конусах выноса и на приконтинентальных абиссальных равнинах. Усиливавшийся вынос терригенного материала турбидными потоками по подводным каньонам континентальных склонов в результате частичного осушения шельфов, понижения базиса эрозии речных систем и приближения устьев рек к внешнему краю шельфа, обусловил наращивание и выдвижение в сторону океана глубоководных конусов выноса, а также «турбидитных» приконтинентальных абиссальных равнин. Соответственно были оттеснены к центру океана пелагические фации. Ослабление терригенной седиментации, особенно деятельности турбидных потоков, во время послеледниковой эвстатической трансгрессии привело к сдвигу границы пелагической области в сторону подножия континентального склона.

Особенно существенными были связанные с гляциозвстатическим понижением уровня океана изменения глубоководных фациальных обстановок в морских бассейнах, сообщающихся с океаном через мелководные проливы, как это видно на примере Красного моря, удаленного от непосредственного влияния материковых ледниковых щитов.

Красное море связывает с Индийским океаном узкий Баб-эль-Мандебский пролив с максимальной глубиной 136 м. Литологическое и микропалеонтологическое изучение шести колонок глубоководных (686—1350 м) глинисто-известковых осадков из центральной (18° с. ш.) и северной (25° с. ш.) частей Красного моря [31] позволило проследить в них однотипную смену фаций, коррелирующую с основными климатическими и гляциозвстатическими событиями позднечетвертичного времени (фиг. 4). Детальная стратиграфия этих разрезов с учетом изотропно-кислородных и радиоуглеродных данных приведена в работах [26, 31, 34].

В разрезах всех колонок выделяются три литолого-фациальных типа карбонатных осадков, каждый из которых отличается структурой танатоценозов планктонных фораминифер и птеропод. Первый характеризует современный (голоценовый) слой (горизонт I) и нижние интервалы всех колонок, соответствующие раннему стадиалу (изотропно-кислородная стадия 4, горизонт IV), межстадиалу (стадия 3, горизонт III), первой половине позднего стадиала последнего оледенения (горизонт IIб) и охватывающие возрастной диапазон примерно от 72 до 20 тыс. лет назад. Литологически это довольно однородные желтовато-серые, гранулометрически несортированные гемипелагические известковые и мергельные кокколито-птероподово-фораминиферовые илы, содержащие от 30 до 85% CaCO_3 и около 0,4—0,8% $\text{C}_{\text{орг}}$. Скорость осадконакопления колеблется в пределах 2,4—9,3 см/1000 лет (в голоcene 3—6 см/1000 лет). Как правило, она выше для отложений раннего стадиала, начала позднего стадиала и ниже в отложениях межстадиала, голоцена. В составе микрофауны планктонные фораминиферы (по числу экземпляров в 1 г осадка) обычно преобладают над птероподами, а в некоторых верхнеплейстоценовых слоях раковины птеропод практически отсутствуют за счет растворения, что указывает на повышение агрессивности придонных вод (подъем уровня птероподового лизоклина?). В верхнеплейстоценовом интервале содержание бентосных фораминифер по отношению к их сумме с планктонными (5—20%) выше, чем в голоценовом (менее 5%), и значительно превышает величину, харак-



Фиг. 4. Изменения фациальных характеристик осадков в колонках III-226 (а) (17°33' с. ш., 39°45' в. д., гл. 686 м) и II-30 (б) (24°42' с. ш., 36°17' в. д., гл. 1180 м)

1 — глинисто-известковый ил с карбонатными корками; 2 — то же, обогащенный органическим веществом (сапропелем); 3 — оранжевые железненные прослои. Остальные условные обозначения и стратиграфические горизонты см. на фиг. 3

терную для нормальных пелагических кокколито-фораминиферовых илов (2%). Вероятно, это можно объяснить повышенной продуктивностью сообществ бентосных фораминифер. Комплексы фауны планктонных фораминифер и птеропод мало менялись в течение всего периода от раннего до второй половины позднего стадиала и незначительно отличались от современных, что свидетельствует об относительной стабильности гидрологических условий в Красном море [31]. Видовое разнообразие планктонных фораминифер в современных осадках уменьшается с юга на север по мере удаления от Баб-эль-Мандебского пролива, т. е. ослабления влияния вод Индийского океана: на 18° с. ш. в голоценовых осадках встречено 25—27 видов фораминифер, а на 25° с. ш. — всего 16 видов. В позднелайстоценовых осадках (горизонты IIb — IV) число видов несколько меньше: 22—25 на 18° с. ш. и 11—17 на 25° с. ш., что, вероятно, свидетельствует о большей изолированности Красного моря в это время. Число видов и подвидов или морфологических форм птеропод в обоих районах как в голоцене, так и в позднем плейстоцене,

примерно одинаково (13—15 в каждом горизонте). Этот факт свидетельствует о меньшей чувствительности фауны птеропод (по сравнению с фораминиферами) к изменениям гидрологических условий (прежде всего повышению солености вод) при ослаблении водообмена с Индийским океаном.

Резкая смена литологических и фаунистических характеристик глаубоводных фаций наблюдается во второй половине позднего стадияла — во время максимума последнего оледенения (около 18 тыс. лет назад). Для второй половины стадияла характерно образование хемогенных арагонитовых корок, наблюдаемых во всех изученных нами колонках и описанных многими авторами [29, 38]. Хемогенное выпадение арагонита наряду со следами кристаллов ангидрита [38] указывает на высокую минерализацию придонных или иловых вод и служит косвенным свидетельством гиперсолености бассейна в целом. Осадки представлены известковыми (CaCO_3 , 50—70%) птероподовыми илами с редкими раковинами планктонных фораминифер (сотни экз. на 1 г осадка), видовое разнообразие которых, однако остается довольно большим (20 видов на 18° с. ш., 11 видов на 25° с. ш.), отсутствуют лишь наиболее стеногалинные виды. Птероподы по численности преобладают над фораминиферами (несколько тысяч экземпляров на 1 г осадка), но среди них резко доминирует один эвригалинный род *Greseis* (80—100%). При этом видовое разнообразие птеропод (11—13 видов и подвидов) также довольно большое. Доля бентосных фораминифер (от числа фораминифер) значительно выше (до 60%) из-за малого количества планктонных. Таким образом, все фаунистические данные свидетельствуют об экстремальности экологических условий, прежде всего о резком повышении солености поверхностных вод, приближавшейся к пределу толерантности планктонных фораминифер и некоторых видов птеропод. Проведенные расчеты по изотопно-кислородным и палеотемпературным данным для тех же колонок показали, что во время максимума оледенения поверхностная соленость достигала около 50‰ [9]. Повышение солености было вызвано как резким сокращением водообмена с Индийским океаном — единственным источником поступления менее соленых вод в Красное море, способным частично компенсировать интенсивное испарение, так и аридизацией климата этого района [8, 31, 41]. При этом обилие настоящей морской фауны птеропод и довольно большое видовое разнообразие птеропод и фораминифер опровергают высказанное некоторыми исследователями предположение о полном осушении Бабель-Мандебского пролива, которое привело бы, как показали расчеты [38], к быстрому выпариванию чуть ли не всей воды из Красного моря. Повышение солености вместе с понижением температуры поверхностных вод (не менее чем на 5° С) вызывало увеличение их плотности и как следствие — усиление вертикального перемешивания водной толщи моря. Это могло быть причиной появления у дна вод, сильно пересыщенных CaCO_3 и выпадения из них хемогенного арагонита.

Выше интервала птероподовой фации с арагонитовыми корками залегает тонкий (в наших колонках 1—5 см) слой темных зеленовато-серых птероподово-фораминиферовых мергельных илов, обогащенных органическим веществом («сапропелевая» фация), по возрасту соответствующий 2-й фазе дегляциации или раннему голоцену (11—7 тыс. лет назад). Осадки состоят преимущественно из биогенных карбонатов (арагонита, кальцита, магнезального кальцита) и алевроитово-глинистого терригенного материала. Содержание CaCO_3 (не более 60%) значительно ниже, чем в подстилающем слое с арагонитовыми корками. Концентрация $C_{\text{орг}}$ достигает в наших колонках 0,5—0,9%, но известны и более высокие значения [38]. Отмечается довольно высокое содержание аутигенного пирита, свидетельствующее об анаэробных условиях раннего диагенеза.

Численность планктонных фораминифер, а также их содержащие по отношению к птероподам и бентосным фораминиферам обнаруживают на плейстоцен-голоценовой границе резкое увеличение, согласующееся

с относительным распреснением поверхностных вод (примерно до 43‰, по расчетам Е. В. Ивановой) и постепенным повышением их температуры. Значительно увеличилось и видовое разнообразие планктонной фауны. Малая доля (1—5% от суммы фораминифер) бентосных фораминифер, возможно, указывает на неблагоприятные условия обитания бентоса, обусловленные дефицитом кислорода в придонных водах. Об этом же свидетельствует отсутствие текстур биотурбации.

Появление «сапропелевой» фации на дне Красного моря на рубеже плейстоцена — голоцена объясняется усилением притока менее соленых поверхностных вод из Индийского океана вследствие эвстатического подъема уровня океана в ходе дегляциации, а также увеличением количества атмосферных осадков [41, 43]. Приток океанских вод способствовал развитию в море богатой и разнообразной фауны фораминифер. Распространение по всей акватории легкого поверхностного слоя над тяжелыми солеными глубинными водами обусловило сильную стратификацию водной толщи и закрыло доступ богатых кислородом поверхностных вод ко дну бассейна. Наряду с повышением биологической продуктивности это привело к стагнации придонных вод и к развитию «сапропелевой» фации.

Такая палеоокеанологическая ситуация была, по-видимому, нестабильна. К середине голоцена установилась устойчивая циркуляция вод Красного моря, близкая к современной, и накопление осадков «сапропелевой» фации прекратилось.

* *

*

В течение позднечетвертичного времени в Мировом океане существовали все основные глубоководные обстановки осадкообразования и соответствующие фации с их литологическими и микропалеонтологическими характеристиками, которые наблюдаются в современную эпоху. Как и в настоящее время, эти фации были организованы в системы широтной, циркумконтинентальной и вертикальной зональности. Реакция глубоководных фациальных систем на изменения, связанные с ростом или таянием ледниковых щитов последнего материкового оледенения Северного полушария выразилась в сдвигах фаций по латерали и вертикали: а) широтные фациальные зоны (кроме экваториальной) вместе с характерными для них микропалеонтологическими комплексами сдвигались в сторону экватора в холодные эпохи (стадиалы оледенения) и в сторону полюсов — в теплые (межледниковье, межстадиал, голоцен), отражая смещение поверхностных водных масс и разделяющих их гидрологических фронтов; б) фациальный ряд селективного растворения CaCO_3 и отдельные критические уровни растворения (лизоклины и критические глубины) смещались в холодные эпохи по сравнению с теплыми по батиметрическому профилю, причем знак смещения был неодинаков в разных регионах. Сдвиги ряда растворения, отражающие изменения условий растворения в придонных водах, были, по-видимому, связаны с вариациями объемов, физико-химических свойств и интенсивности потоков придонных вод, поступающих из полярных областей, а отчасти — с изменением биопродуктивности вод; в) приконтинентальные фации терригенных осадков сдвигались в ледниковые эпохи в сторону открытого океана, отесняя пелагические фации.

На примере Красного моря удалось показать, что в полузамкнутых бассейнах, соединяющихся с океаном через мелководные проливы, основным фактором резкой перестройки глубоководных фаций были изменения интенсивности водообмена с океаном при гляциоэвстатических колебаниях его уровня. При этом резкую перестройку глубоководных фаций в Красном море вызвало только гляциоэвстатическое понижение уровня океана во время максимума последнего оледенения, когда водообмен с Индийским океаном достиг минимума. Переход от режима гиперсоленого бассейна позднего стадиала с крайне ограниченным водо-

обменом к современному состоянию Красного моря был отмечен кратковременной вспышкой планктонной фауны в поверхностных водах и стагнацией придонных вод. Переходную стадию накопления сапропелевых прослоев, по времени охватывающую период дегляциации, можно, по-видимому, связать с нестационарностью гидрологического режима и экосистемы моря. Прекращение стагнации вызвано тогда установлением стационарного состояния, соответствующего более высокому стоянию уровня океана в послеледниковье.

Литература

1. Бараш М. С. Миграции климатических поясов Атлантического океана в верхнечетвертичное время//Докл. АН СССР. 1974. Т. 216. № 5. С. 1158—1160.
2. Бараш М. С. Климатическая зональность Атлантического океана в четвертичное время (по планктонным фораминиферам)//Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 126—138.
3. Бараш М. С., Блюм Н. С. Современные танатоценозы планктонных фораминифер Северной и Экваториальной Атлантики//Океанология. 1975. Т. XV. Вып. 1. С. 108—115.
4. Беляева Н. В., Бурмистрова И. И. Фораминиферовый лизоклин и критические уровни карбоната накопления в Индийском океане//Литоология и полез. ископаемые. 1984. № 6. С. 41—56.
5. Бергер В. Глубоководное осадконакопление//Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978. С. 239—272.
6. Емельянов Е. М. Зональность седиментогенеза в Атлантическом океане//Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 113—125.
7. Иванова Е. В. О палеотемпературном анализе по планктонным фораминиферам//Океанология, 1983. Т. XXIII. № 3. С. 456—463.
8. Иванова Е. В. Палеоокеанология Индийского океана и Красного моря в позднечетвертичное время//Докл. 27-го МГК. Т. 3. М.: Наука, 1984. С. 162—171.
9. Иванова Е. В., Киселев В. И. Колебания температуры и солености поверхностных вод Красного моря и Аденского залива в позднечетвертичное время//Докл. АН СССР. 1985. Т. 282. № 5. С. 1215—1218.
10. Иванова Е. В., Киселев В. И., Палкина А. М. О температурах Индийского океана в четвертичное время//Океанология. 1985. Т. XXV. Вып. 4. С. 645—651.
11. Кобленц-Мишке О. И. Первичная продукция. Гл. II. Количественное распределение жизни по акватории океана//Океанология. Биология океана. Т. 1. М.: Наука, 1977. С. 62—65.
12. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
13. Лисицын А. П. Зональность природной среды и осадкообразование в океанах//Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 5—44.
14. Лисицын А. П., Николаев В. И., Блюм Н. С. Температуры Индийского океана в палеомагнитную эпоху Брунес//Океанология, 1978. Т. XVIII. Вып. 1. С. 90—95.
15. Мурдмаа И. О. Океанские фации//Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. С. 269—306.
16. Мурдмаа И. О. Океанские фации: Автореф. дис. ... докт. г.-м. наук. М.: ИОАН, 1983. 48 с.
17. Николаев В. И., Блюм Н. С., Сафарова С. А. Палеогеография Тихого океана в плейстоцене//Докл. 27-го МГК. Т. 3. М.: Наука, 1984. С. 140—150.
18. Оськина Н. С., Блюм Н. С. Структура танатоценоза планктонных фораминифер как индикатор океанских круговоротов и фронтов//Океанология, 1984. Т. XXIV, Вып. 6. С. 942—947.
19. Степанов В. И. Мировой океан. М.: Знание, 1974. 256 с.
20. Bé A. W. H., Damuth J. E., Lott L., Free R. Late Quaternary climate record in Western Equatorial Atlantic sediment//Investigation of Late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology. Geol. Soc. Amer. Mem. 1976. V. 145. P. 165—200.
21. Berger W. H. Deep-sea carbonates pleistocene dissolution cycles//J. Foraminiferal Res. 1973. V. 3. № 4. P. 187—195.
22. Broecker W. S., Peng T.-H. Traces in the sea. N. Y.: Lamont-Doherty Geol. Observatory, Palisades, 1982. 690 p.
23. Burckle L. H., Clarke D. Oceanographic conditions around Antarctica during the last glacial maximum//EOS Trans. Amer. Geophys. Union. 1976. V. 57. № 4. P. 258.
24. Climap Project Members. The surface of ice-age Earth//Science. 1976. V. 191. P. 1131—1137.
25. Climap Project Members. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum//Geol. Soc. Amer. Map and Chart. Ser. 1981. MC-36. 18 p.
26. Deuser W. G., Degens E. T. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of fossils from the Hot-Brines Deep Area of the central Red Sea//Hot brines and Recent heavy metal deposits in the Red Sea. N. Y.: Springer-Verlag, 1969. P. 336—347.
27. Emiliani C. Paleotemperature analysis of Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425,000 years//J. Geol. 1966. V. 74. № 2. P. 109—126.
28. Ericson D. B., Ewing M., Wollin G., Heezen B. C. Atlantic deep-sea cores//Bull. Geol. Soc. America. 1961. V. 72. № 2. P. 193—286.

29. *Gevirtz J. L., Friedman C. M.* Deep-sea carbonate sediments of the Red Sea and their implications of marine lithification//*J. Sediment. Petrol.* 1966. V. 1. № 36. P. 143—151.
30. *Hays J. D., Lozano J. A., Shackleton N. J., Irving G.* Reconstruction of the Atlantic and western Indian Ocean sectors of the 18,000 years B. P. Antarctic Ocean//*Investigation of late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology*// *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1976. V. 145. P. 337—372.
31. *Ivanova E. V.* Late Quaternary biostratigraphy and paleotemperatures of the Red Sea and the Gulf of Aden based on planktonic foraminifera and pteropods//*Marine Micropaleontol.* 1985. V. 9. № 4. P. 335—364.
32. *Kukla G. J.* Pleistocene land-sea correlations. I. Europe//*Earth Sci. Rev.* 1977. V. 13. № 4. P. 307—374.
33. *Lisitzin A. P.* The silica cycle during the last ice age//*Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1985. V. 50. № 2/3. P. 241—270.
34. *McIntyre A.* The Coccolithoforida in Red Sea sediments//*Hot brines and Recent heavy metal deposits in the Red Sea*. N. Y.: Springer-Verlag, 1969. P. 299—305.
35. *Morley J. J., Hays J. D.* Comparison of glacial and interglacial oceanographic conditions in the South Atlantic from variations in calcium carbonate and radiolarian distributions//*Quatern. Res.* 1979. V. 12. № 3. P. 396—408.
36. *Morley J. J., Hays J. D.* Towards a high-resolution, global deep-sea chronology for the last 750 000 years//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 55. P. 279—295.
37. *Murdmaa I. O., Ivanova E. V.* Recent and last glacial deep-sea facies: response to global climatic oscillations//*Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1985. V. 50. № 2/3. P. 285—290.
38. *Olausson E.* Quaternary correlation and the geochemistry of oozes//*The micropaleontology of oceans*. Cambridge Univ. Press, 1971. P. 375—398.
39. *Pastouret L., Chamley H., Delibrias G. e. a.* Late Quaternary climatic changes in western tropical Africa deduced from deep-sea sedimentation off Niger Delta//*Oceanol. acta.* 1978. V. 1. № 2. P. 217—232.
40. *Pedersen T. F.* Increased productivity in the eastern equatorial Pacific during the last glacial maximum (19,000 to 14,000 yr. B. P.)//*Geology.* 1983. V. 11. № 1. P. 16—19.
41. *Rognon P., Williams M. A.* Late Quaternary climate changes in Australia and North Africa: A preliminary interpretation//*Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 1977. V. 21. P. 285—327.
42. *Shackleton N. J., Opdyke N. D.* Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V 28-238. Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale//*Quatern. Res.* 1973. V. 3. P. 39—55.
43. *Street F. A., Grove A. T.* Global maps of lake-level fluctuations since 30,000 yr. B. P//*Quatern. Res.* 1979. V. 12. № 1. P. 83—118.
44. *Volat J. L., Pastouret L., Vergnaud-Grazzini C.* Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores: a review//*Marine Geol.* 1980. V. 34. P. 1—28.
45. *Williams D. F.* Late quaternary fluctuations of the polar front and subtropical convergence in the south-east Indian Ocean//*Marine Micropaleontol.* 1976. V. 1. P. 363—375.
46. *Williams D. F., Gribble D., Healy-Williams N., Leschak P.* Dissolution and water-mass patterns in the South-east Indian Ocean. Pt II//*Bull. Geol. Soc. America*, 1985. V. 96. № 2. P. 190—202.
47. *Williams D. F., Keany J.* Comparison of radiolarian/planktonic foraminiferal paleoceanography of the subantarctic Indian Ocean//*Quatern. Res.* 1978. V. 9. № 1. P. 71—86.

УДК 550.4 : 551.312

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЫШЬЯКА ВО ВЗВЕСИ И ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРЕСНЫХ ВОДОЕМОВ

**СУПАТАШВИЛИ Г. Д., ЛАБАРТКАВА Н. А., ЛОРИЯ Н. В.,
АДАМИЯ Т. М.**

Изучено распределение общего мышьяка и некоторых форм его соединений во взвеси и донных отложениях водоемов горных районов. Влиянием гранулометрического состава взвеси, рН и минерализацией воды объяснены некоторые закономерности фазового и регионального распределения мышьяка в водоемах.

Природные соединения мышьяка ограниченно растворимы и хорошо поглощаются природными сорбентами. Поэтому значительная доля мышьяка должна транспортироваться речными водами во взвешенном виде. По сравнению с растворенной формой содержание мышьяка во взвеси и донных отложениях водоемов изучено слабо. Существующий пробел в фактической информации затрудняет выяснение ряда вопросов геохимии мышьяка.

По литературным данным, содержание мышьяка во взвеси и донных отложениях пресных водоемов колеблется в широком интервале (0,5—306 мг/кг) и в среднем составляет 5—22,1 мг/кг [4, 6, 7, 9, 11, 12], достигая в аномальных случаях 5 г/кг [6]. Если принять среднее содержание мышьяка в почвах и породах равным 1,4—5 мг/кг [1, 2], то обогащение взвесей и донных отложений мышьяком становится очевидным.

Вопросы о формах соединений, межфазном и региональном распределении взвешенной формы мышьяка в пресных водоемах в литературе практически не освещены. В этом плане особый интерес представляют водоемы горных регионов, которые отличаются повышенной мутностью и резким изменением гидрологических условий по течению рек. В качестве объектов исследования мы выбрали реки, озера и водохранилища Грузии, Армении и близлежащих районов. Материал в основном был собран в 1975—1984 гг. С целью оценки масштабов влияния антропогенных факторов содержание мышьяка было также изучено во взвеси и донных отложениях рек Дебеда и Лухуни, в бассейне которых добывают и перерабатывают полиметаллические и сульфидные руды мышьяка.

В пробах вод, взвеси и осадков содержание As было определено по методикам, описанным в работах [3, 13].

Вопросы регионального и внутригодового распределения $As_{\text{раств}}$ в водоемах Грузии были рассмотрены в ранее опубликованной работе [4]. По данным, полученным в 1980—1984 гг., содержание $As_{\text{раств}}$ в незагрязненных поверхностных водах Грузии и Армении колеблется в пределах от менее 0,1 до 16,5 мкг/л. Оно увеличивается с уменьшением мутности вод рек и понижением средней абсолютной высоты бассейнов рек (табл. 1—3).

Мышьяк во взвеси и донных отложениях водоемов. Содержание взвешенного мышьяка ($As_{\text{взв}}$) в водах рек Грузии изменяется от 0,1 до 46,3 мкг/л, что составляет 4—96% от $As_{\text{общ}}$ (см. табл. 1). В среднем доля взвешенной формы равна 77% от $As_{\text{общ}}$.

Региональное и внутригодовое распределение $As_{\text{взв}}$ определяется мутностью вод. С ее увеличением повышается абсолютное содержание и доля взвешенной формы мышьяка (см. табл. 2). Максимальное содержание $As_{\text{взв}}$ обнаружено летом также в реках высокогорных районов (см. табл. 3). С повышением средней абсолютной высоты бассейна рек

Содержание растворенного и взвешенного мышьяка в реках Грузии

Река, место отбора проб	Число проб	pH	Σ	Мут-	$As_{\text{раств}}$		$As_{\text{взв}}$		$As_{\text{взв.}} \%$ от $As_{\text{общ}}$
			мг/л	ность	мкг/л	мг/кг *	мкг/л	мг/кг взвеси	
Кура (г. Ахалдаба)	3	7,85	215	143	3,6	16,7	4,1	28,7	53,2
Кура (г. Мцхета)	6	7,84	335	451	2,5	7,5	7,0	15,5	79,7
Кура (ниже г. Рустави)	6	7,54	440	136	4,1	9,3	3,2	23,5	43,8
Арагви (устье)	5	7,90	405	437	2,3	7,5	5,8	13,2	71,6
Лиахви (устье)	2	8,25	200	469	1,7	8,5	4,5	3,6	72,6
Алазани (г. Чиатура)	2	7,59	433	517	2,8	6,5	5,8	11,2	67,4
Риони (г. Они)	4	7,74	172	1876	1,2	7,0	27,8	14,8	95,0
Риони (г. Амбролаури)	4	7,90	169	958	3,2	18,9	38,5	40,2	92,3
Риони (г. Жонети)	7	7,95	216	376	2,2	10,2	8,7	23,1	79,8
Риони (г. Сакочакидзе)	2	7,65	200	168	2,0	10,0	2,4	14,2	54,5
Рицеула (устье)	2	7,15	90	200	0,9	10,0	2,2	11,0	71,0
Цх. Цкали (г. Лентехи)	2	7,82	177	577	1,7	9,6	8,7	15,1	83,7
Цх. Цкали (устье)	2	7,81	200	761	2,0	10,0	10,9	14,3	84,5
Квирила (устье)	3	7,60	261	969	0,7	2,7	5,1	5,3	87,9
Бзыбь (устье)	2	7,74	141	123	2,3	16,3	2,3	18,7	50,0
Галидзга (устье)	2	7,81	241	2720	2,7	11,2	31,4	11,4	92,1
Ингури (г. Ипари)	2	7,88	121	293	1,2	9,9	4,1	14,0	77,4
Ингури (устье)	2	7,72	151	412	0,6	4,0	6,9	16,7	92,0
Чорохи (устье)	2	8,05	137	1304	2,1	15,3	26,1	20,0	92,6
Терек и его притоки	6	7,91	182	2543	0,8	4,4	15,2	6,0	95,0
Ледниковые реки	7	7,41	92	1212	1,0	10,9	6,8	5,6	87,2

* Массовая доля мышьяка в растворенных в воде веществ.

Таблица 2

Зависимость содержания $As_{\text{раств}}$ и $As_{\text{взв}}$ от мутности речных вод
(число проб в каждой группе равно 10)

Мутность, мг/л	Σ	$As_{\text{раств}}$	$As_{\text{взв}}$		$As_{\text{взв.}} \%$ от $As_{\text{общ}}$
	мг/л		мкг/л	мг/г взвеси	
3—79 (32)*	272	2,9	1,2	37,5	29,3
94—123 (107)	264	2,6	4,1	38,3	61,2
124—251 (184)	210	2,3	2,7	14,7	54,0
274—415 (340)	168	1,5	5,6	16,5	78,9
446—859 (647)	145	1,2	7,6	11,7	86,4
860—1780 (1134)	235	2,5	15,9	14,0	86,4
2000—6100 (3250)	191	1,0	23,3	7,2	95,9

* В скобках приведены средние значения.

растет и доля взвешенной формы. В реках равнинных районов на $As_{\text{взв}}$ приходится 44—55% от $As_{\text{общ}}$, а в горных и высокогорных реках 84—96% (см. табл. 1).

Содержание мышьяка во взвеси речных вод колеблется в широком интервале (см. табл. 1 и 4). Оно уменьшается с увеличением мутности воды и высотой бассейна рек (см. табл. 2 и 3) и увеличивается с ростом антропогенной нагрузки реки (Кура ниже г. Рустави, Риони в с. Амбролаури и Жонети и др., см. табл. 1). Минимальная мутность вод рек в осенне-зимний период года определяет максимальное содержание мышьяка во взвеси.

За исключением явно загрязненных техногенным мышьяком рек (Лу-хуни, Дебеда, среднее течение Риони), содержание мышьяка в донных отложениях меньше, чем во взвешенных веществах (см. табл. 4). По направлению течения рек и с уменьшением средней абсолютной высоты бассейнов содержание мышьяка в донных отложениях повышается. Кроме седиментационной сортировки взвешенных веществ в этом не-

Таблица 3

Зависимость содержания $As_{\text{раств}}$ и $As_{\text{взв}}$ от средней абсолютной высоты бассейна рек

Высота, км	Число проб	Σ_{H}	Мутность	$A_{\text{раств.}}$ мкг/л	$A_{\text{взв}}$		$A_{\text{взв.}}$ % от $A_{\text{общ}}$
		мг/л			мкг/л	мг/кг взвеси	
До 1	4	483	259	5,0	3,9	31,4	43,8
От 1 до 1,5	11	317	301	2,5	4,9	20,9	66,2
От 1,5 до 2	21	197	544	1,7	9,3	21,5	84,5
От 2 до 2,5	11	179	665	2,7	7,6	22,5	73,8
От 2,5 до 3	8	120	1325	0,9	9,3	11,2	91,2
>3	5	156	2420	0,6	12,2	9,5	95,3

Таблица 4

Распределение мышьяка во взвеси и донных отложениях водоемов

Водоем	Проба	Число проб	As, мг/кг*
Реки Грузии	Взвеси	66	2,6—66,7 (15,4)
Р. Риони (среднее течение)	»	11	12—140 (45,4)
Р. Лухуни	»	23	40—1310 (90,9)
Реки Грузии	Осадки	23	6—28 (13,7)
Черное море (устье р. Чорохи)	»	8	5—21,5 (11,8)
Озера Грузии	»	6	1,3—15,6 (6,1)
Оз. Севан	»	15	2,5—20,5 (12)
Р. Лухуни	»	11	123—1030 (507)

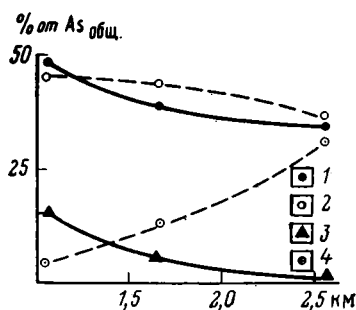
* Приведены пределы содержаний и среднее значение (в скобках).

маловажную роль играют антропогенные источники. Наибольшее содержание мышьяка было обнаружено в донных отложениях рек Лухуни и Дебеда, а также рек Куры и Риони ниже их впадения. Оба притока транспортируют значительное количество техногенного мышьяка. Тенденцию накопления As в верхнем горизонте донных отложений водоемов также можно объяснить влиянием антропогенных факторов, мощность которых со временем увеличивается. Однако нельзя исключить возможность перераспределения мышьяка из нижних слоев осадков в процессе диагенеза.

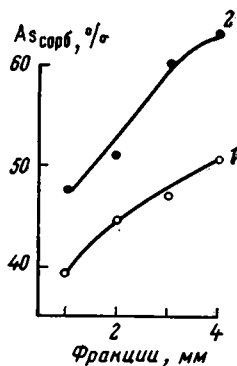
Формы содержания мышьяка во взвеси и донных отложениях водоемов. Несмотря на определенную условность, для изучения форм мышьяка во взвеси и донных отложениях водоемов применили метод, разработанный для полиметаллических руд с низким содержанием мышьяка [5]. По методике окисленные, сульфидные и силикатные формы мышьяка из проб последовательно вымывают 2н. раствором HCl, 4н. раствором NaOH и смесью HNO_3 и H_2SO_4 . Кроме того, был изучен состав разнokonцентрированных кислотных вытяжек донных отложений. Кислоторастворимая форма мышьяка была пересчитана на навеску твердой фазы, ее растворенную часть и относительную долю от общего мышьяка (As'_{HCl} , As''_{HCl} и As_{HCl} соответственно).

Распределение форм мышьяка во взвеси и донных отложениях четко реагирует на изменение средней абсолютной высоты бассейна рек (фиг. 1). С ее увеличением в твердой фазе водоемов повышается доля силикатной формы и понижается содержание сульфидной и окисленной (в том числе и сорбированной) форм мышьяка. Перераспределение форм объясняется изменением гранулометрического и минерального состава твердой фазы по течению рек.

Исходя из возможности образования окисленных форм мышьяка за счет сульфидов, их распределение по течению рек могло быть иным. Однако окисление сульфидов протекает медленно, а потери сульфидов по течению рек частично компенсируются образованием органических



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Зависимость содержания окисленных (1), сульфидных (2), сорбированных (3) и силикатных (4) форм мышьяка во взвеси и донных отложениях рек от средней абсолютной высоты бассейна

Фиг. 2. Зависимость количества сорбированного мышьяка от гранулометрического состава донных отложений (1) и взвеси (2) р. Куры (величины средних диаметров частиц приведены в табл. 6)

форм мышьяка. Раздельное определение последних по примененной нами методике невозможно.

С увеличением концентрации HCl до 1н. величины As_{HCl} и As'_{HCl} заметно возрастают. Дальнейшее увеличение концентрации кислоты мало влияет на их содержание. По содержанию As_{HCl} и особенно As'_{HCl} донные отложения равнинных водоемов превосходят осадки высокогорных рек. Эта разница особенно четко выражена в низкоконтентрированных (0,01—0,1 н.) кислотных вытяжках, что указывает на обогащение осадков равнинных водоемов легкоподвижными формами мышьяка (ионно-солевая, сорбированная, связанная с карбонатами и др.). Характерно, что по величине As_{HCl} осадки равнинных и высокогорных рек при концентрации $\text{HCl} > 0,5\text{н.}$ мало отличаются.

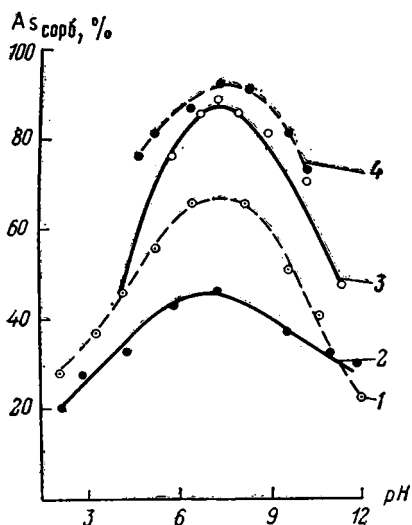
Своеобразно распределение As''_{HCl} . В отличие от As_{HCl} и As'_{HCl} содержание As''_{HCl} в кислотных вытяжках образцов донных отложений равнинных водоемов имеет небольшой максимум при низких концентрациях кислоты. Разбавленная HCl вымывает легкоподвижные формы мышьяка, мало затрагивая силикатную часть твердой фазы, чем и обусловлен первый максимум.

Роль сорбционных процессов в распределении мышьяка в водоемах. Арсениты и арсенаты хорошо сорбируются на глинистых минералах, гидроксидах тяжелых металлов и других природных сорбентах [1, 8,

Таблица 5

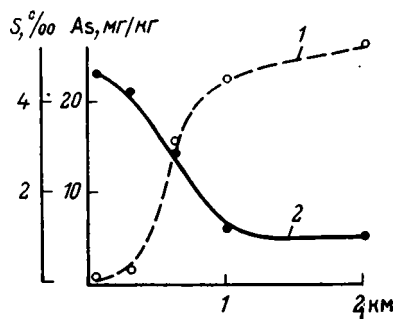
Зависимость сорбции арсенатов на природных сорбентах от величины соотношения сорбент—сорбтив, %

Величина соотношения масс сорбент—сорбтив	$\text{Fe}(\text{OH})_3$		CaCO_3	Взвесь		Донные отложения	
	воздушно-сухой	свежеосажденный		р. Терек	р. Кура	р. Терек	р. Кура
0,0005	60	71	36	15	28	13	24
0,0015	70	80	50	28	34	25	32
0,0025	80	80	66	48	55	42	48
0,0050	85	90	68	55	64	51	60
0,0100	87	91	70	62	70	58	63
0,0150	90	92	74	64	74	62	66
0,0400	90	92	78	70	76	68	70



Фиг. 3

Фиг. 3. Зависимость количества сорбированного мышьяка от pH раствора
1 — донные отложения р. Куры в H^+ -форме; 2 — донные отложения р. Терек в H^+ -форме; 3 — воздушно-сухой $Fe(OH)_3$; 4 — свежесажженный $Fe(OH)_3$



Фиг. 4

Фиг. 4. Зависимость солёности морской воды (1) и содержания мышьяка в донных отложениях (2) от расстояния от устья р. Чорохи

10]. Поэтому поверхностные процессы должны играть первостепенную роль в межфазном перераспределении мышьяка в речных водах.

На модельных суспензиях, приготовленных из взвеси речных вод, донных осадков, карбоната кальция, гидроксида железа (III), было изучено влияние различных факторов на сорбционное распределение арсенатов. В зависимости от природы сорбента фазовое равновесие достигается практически за 12—24 ч и определяется соотношением масс сорбента и сорбтива (табл. 5). Уже при 2500—5000-кратном превышении сорбента над сорбтивом более 50% растворенного мышьяка переходит в твердую фазу. В водоемах горных районов условия для сорбции мышьяка более благоприятны, так как мутность вод достигает $n \cdot 100$ мг/л, а содержание $As_{раств}$ n мкг/л.

Как известно, сорбционная способность сорбента зависит от многих факторов, в том числе и от гранулометрического состава. На тонкой фракции ($d < 0,003$ мм) взвеси и донных отложений сорбируется на 12—15% больше мышьяка, чем на грубой ($d > 0,03$ мм) фракции (фиг. 2). Более высокая активность тонко диспергированного сорбента объясняется помимо увеличения удельной поверхности повышением содержания глинистых минералов и гидроксидов металлов с ростом степени дисперсности взвеси и донных отложений.

Важнейшим фактором фазового перераспределения мышьяка является pH жидкой фазы [10]. Максимальная сорбция арсенатов на природных сорбентах наблюдается в области значений pH 7—8, характерных для большинства природных вод (фиг. 3). Оптимальная величина pH не зависит от природы сорбента и, вероятно, определяется формой соединений мышьяка (для приготовления модельных суспензий пробы взвеси и донных осадков предварительно переводили в H^+ -форму путем кислотной обработки).

Полученные результаты дают возможность объяснить некоторые особенности распределения мышьяка в водоемах. В частности, с изменением гранулометрического спектра взвеси и донных осадков по течению рек (или понижением средней абсолютной высоты бассейна рек) связано увеличение их сорбционной способности, а вследствие этого и повышение содержания сорбированной формы мышьяка (см. фиг. 1). Зависимость сорбированного мышьяка от соотношения сорбент — сорб-

Таблица 6

Зависимость содержания As во взвеси и донных отложениях от их гранулометрического состава, мг/кг

Водоёмы	Число проб	Средний диаметр частиц, мм			
		0,03	0,015	0,008	0,003
Незагрязненные реки	4	12,5	14,1	13,7	16,9
Реки из рудных районов	3	11,9	9,9	13,5	14,9
Р. Лухуни (осадки)	2	301	689	422	193
Р. Лухуни (взвеси)	2	74	60	62	68

Таблица 7

Влияние минерализации воды на сорбцию и десорбцию арсенатов

Среда	Минерализация, г/л	Сорбция, %		Десорбция, % от $As_{сорб}$		
		$Fe(OH)_3$	осадки р. Куры	$Fe(OH)_3$	осадки р. Куры	осадки океана
Дистиллированная вода	0,005	90	44	0	2	2
Вода р. Куры	0,36	88	44	1	8	3
« Черного моря	17,2	80	37	8	18	4
« океана	35,5	78	28	13	38	6

тив находит свое отражение в наличии обратной связи между мутностью вод рек и содержанием мышьяка во взвеси (см. табл. 2 и 5). Некоторое преобладание доли грубой фракции в донных отложениях по сравнению с взвесью снижает их сорбционную емкость и соответственно содержание мышьяка (см. табл. 4).

Природные процессы сложны и точно их моделировать трудно. Кроме того, изменение того или иного гидрохимического параметра является следствием воздействия целого комплекса факторов. Так, например, увеличение содержания мышьяка с ростом дисперсности твердой фазы (табл. 6) нельзя объяснить только повышением их сорбционной активности. В результате изменения гранулометрического состава содержание мышьяка в тонкой фракции повышается в среднем на 30%, тогда как в аналогичной ситуации сорбционная емкость взвеси и осадков увеличивается всего на 12—15% (см. фиг. 2). Прирост остальной части мышьяка является результатом минералогической сортировки и накопления в тонкой фракции сравнительно богатой им глинистой фракции. Иное распределение мышьяка в гранулометрическом спектре твердой фазы наблюдается в реках рудных районов или в местах, загрязненных техногенным мышьяком (см. табл. 6). Тяготение мышьяка к накоплению в грубой (тяжелой) фракции объясняется высокой (3,4—6,2) плотностью сульфидных минералов мышьяка. Результаты фазового анализа показали, что взвеси и осадки р. Лухуни в среднем содержат 41 и 71% от $As_{общ}$ в сульфидной форме.

Выявленные на модельных суспензиях закономерности (см. табл. 5—7 и фиг. 3) не всегда реализуются в природных условиях из-за узкого диапазона изменения определяющего гидрохимического параметра. Так, увеличение содержания мышьяка во взвеси в оптимальном для сорбции диапазоне pH выражено слабо. Вопреки ожиданиям с увеличением суммы главных ионов ($\Sigma_{и}$) речных вод содержание мышьяка во взвеси не уменьшается, а увеличивается (см. табл. 3). Противоречие между результатами лабораторных и натурных наблюдений носит формальный характер. Дело в том, что с увеличением $\Sigma_{и}$ в водах рек, как правило, увеличиваются содержание $As_{раств}$ и степень дисперсности взвешенных веществ, понижается мутность (обычно $\Sigma_{и}$ увеличивается в нижних течениях рек). Эти изменения способствуют обогащению взвеси мышьяком, и обратная связь между величинами $\Sigma_{и}$ и $As_{взв}$ затушевывается.

При резком увеличении минерализации вод результаты лабораторных и натуральных наблюдений находятся в полном соответствии. Так, с удалением от устья р. Чорохи в глубь Черного моря увеличение солёности сопровождается уменьшением содержания мышьяка в донных отложениях (фиг. 4). Без учета поверхностных процессов было бы трудно объяснить такое распределение мышьяка, так как в результате седиментационной сортировки и увеличения дисперсности с удалением от устья содержание мышьяка в донных отложениях моря должно повышаться.

Литература

1. *Виноградов А. П.* Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 252 с.
2. *Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г.* Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 278 с.
3. *Марченко З.* Фотометрическое определение элементов. М.: Мир, 1971. 268 с.
4. *Супаташвили Г. Д., Джохадзе Г. М., Карсанидзе Н. К.* Некоторые вопросы распределения мышьяка в пресных водах Грузии//Геохимия. 1974. № 12. С. 1869—1878.
5. *Филиппова Н. А.* Фазовый анализ руд и продуктов их переработки. М.: Химия, 1975. С. 115—124.
6. *Aston S. R., Thornton I., Webb J. S. e. a.* Arsenic in stream sediments and waters of South west England//Sci. Total Environ. 1975. V. 4. № 4. P. 347—358.
7. *Bart G., Gunten H. R.* Spurenelemente in der Aare (Schweiz)//Schweiz. Z. Hydrol. 1978. V. 39. № 2. P. 277—298.
8. *Kanamori S., Sugawara K.* Geochemical study of arsenic in natural waters//J. Earth. Sci. Nagoya Univ. 1965. V. 13. № 1. P. 46—57.
9. *Neal C., Elderfield H., Chester R.* Arsenic in sediments of the North Atlantic Ocean and Eastern Mediterranean Sea//Marine Chem. 1979. V. 7. № 3. P. 207—219.
10. *Pentcheva E. N., Pavlova V. N.* Removal of arsenic water migration//Докл. Болг. АН. 1976. V. 29. № 9. P. 1341—1344.
11. *Ruppert D. F., Horke Ph. K., Clute P. e. a.* Arsenic concentrations and distribution in chautauque lake sediments//J. Radioanal. Chem. 1974. V. 23. № 1—2. P. 159—169.
12. *Seydel J. S.* Distribution and circulation of arsenic through water, organisms and sediments of Lake Michigan// Arch. Hydrobiol. 1972. V. 71. № 1. P. 17—30.
13. *Trevisani G. R.* Residui di arsenico in terreni agricoli//Boll. chim. Unione ital. lab. prov. 1976. V. 27. № 1. P. 49—57.

Тбилисский государственный
университет

Поступила в редакцию
26.III.1985

УДК 552.54(262.5)

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КАРБОНАТОВ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ ЧЕРНОГО МОРЯ

СОРОКИН В. М., СОКОЛОВ В. Н., ШЛЫКОВ В. Г.

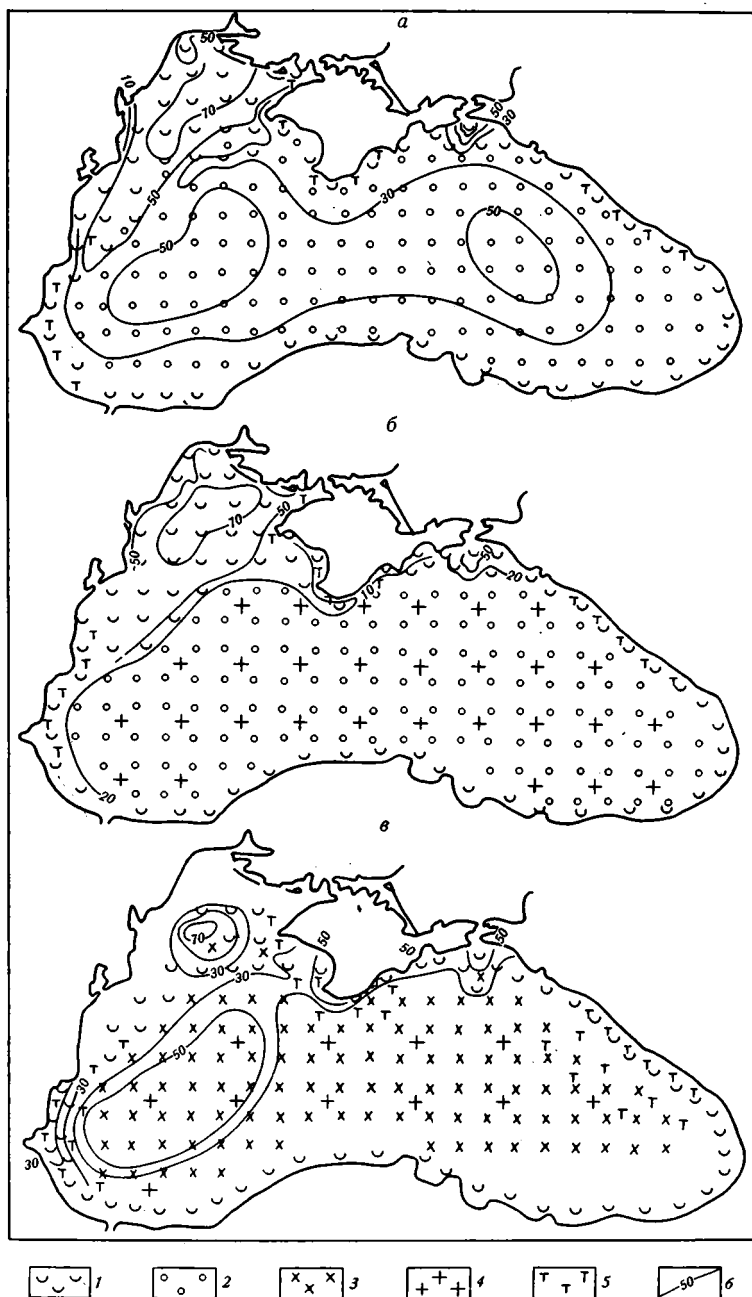
В статье проведен анализ генетических типов карбонатов четвертичных осадков Черного моря. Выявлена их роль в формировании общей карбонатности отложений, рассмотрены вопросы их эволюции.

Позднечетвертичные осадки Черного моря содержат большое количество карбонатов, поступавших из различных источников. Формы нахождения карбонатов в отложениях отдельных районов, фациальных зон, возрастных горизонтов неоднократно рассматривались в работах советских и зарубежных авторов [1—8]. Однако специально вопросы анализа генетических типов карбонатов черноморских осадков, их соотношения между собой, роли в формировании общей карбонатности, эволюции на протяжении позднечетвертичного времени, когда условия осадконакопления сильно изменялись, не затрагивались в научной литературе, хотя в последнее время с массовым использованием рентгеновских методов и электронной микроскопии появилось много данных, позволяющих более обоснованно выделять различные типы карбонатов в осадках.

Для решения перечисленных выше вопросов нами изучено более 300 колонок осадков, вскрывших современные черноморские (0—3 тыс. лет), древнечерноморские (3—8 тыс. лет) и новоевксинские (8—20 тыс. лет) слои в пределах шельфа, континентального склона и прилегающих частей впадины в западной, северной и восточной частях Черного моря. Для образцов из 110 колонок рентгеновским методом изучен минеральный состав карбонатов, причем в 20 колонках исследования проведены во всех гранулометрических фракциях. Всего получено более 250 дифрактограмм. Морфология карбонатных частиц изучена на поляризационном микроскопе и бинокуляре. Образцы из 20 колонок (как валовые пробы, так и отдельные гранулометрические фракции) исследованы на высокоразрешающем растровом электронном микроскопе «Квик-скан-106».

Позднечетвертичные осадки Черного моря характеризуются изменчивой карбонатностью как по площади, так и в разрезе (фиг. 1). За пределами прибрежной зоны максимальные концентрации CaCO_3 отмечаются в ракушнях северо-западного и керченско-таманского участков шельфа, где они составляют 50—90% вещества. В остальных районах шельфа карбонатность колеблется в пределах 10—30%. В глубоководной области бассейна в современных илах отмечены два поля высоких (50—60%) содержаний CaCO_3 — в западной и восточной халистазе. На участках впадины, прилегающих к горным побережьям Крыма, Кавказа, Турции, карбонатность редко поднимается выше 20%. Примерно такими же ее значениями характеризуются древнечерноморские осадки впадины.

В новоевксинских осадках шельфа содержание CaCO_3 падает по сравнению с вышележащими отложениями, причем поля распространения ракушников сокращаются. За пределами шельфа в западной половине бассейна в верхней части новоевксинских илов карбонатность возрастает до 50—80%. Вниз по разрезу осадков здесь отмечается резкое снижение концентраций CaCO_3 , и в характерных коричневых илах времени максимального развития оледенения (15—18 тыс. лет назад) они



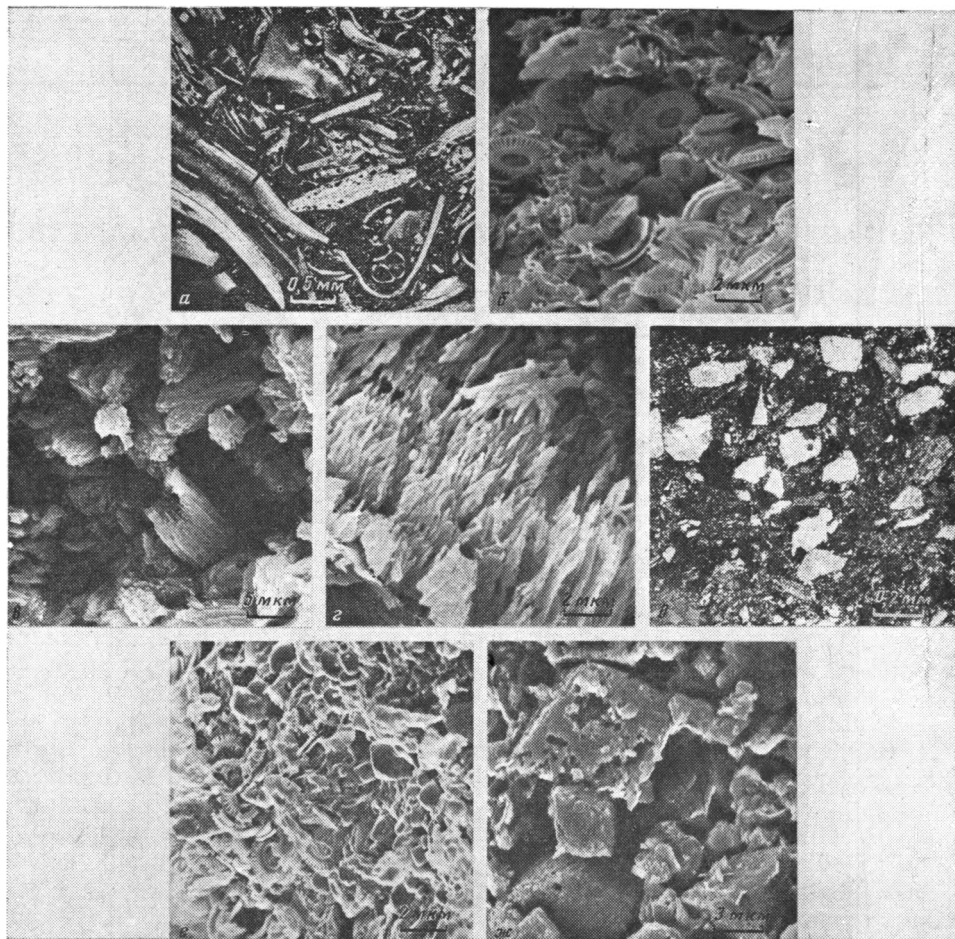
Фиг. 1. Распространение генетических типов карбонатов (а — в современных осадках, б — в древнечерноморских, в — в поздненовоев-синских)

1 — биогенные раковинные; 2 — биогенные кокколито-вые; 3 — хе-могенные седиментационные; 4 — диагенетические; 5 — терригенные; 6 — линии равных содержаний CaCO_3 , %

не превышают 10–15%. Низкой карбонатностью отличаются илы восточ-ной части впадины.

В результате выполненных нами определений в изученных осадках установлены биогенные, терригенные и хемотропные разновидности кар-бонатов.

Биогенные карбонаты представлены в осадках в основном рако-винами двустворчатых моллюсков, гастропод, бентосных фораминифер, остракод, остатками кокколитофорид, известковых водорослей. Большая часть целых раковин и раковинного детрита концентрируется во фрак-



Фиг. 2. Микрофотографии карбонатов

а—остатки раковин моллюсков и бентосных фораминифер (шлиф, + николи, шкала 0,5 мм); *б*—кокколиты (СЭМ, шкала 2 мкм); *в*—арагонитовые зерна (СЭМ, шкала 5 мкм); *г*—фрагмент арагонитовой раковины (СЭМ, шкала 2 мкм); *д*—обломки известковых пород (шлиф, + николи, шкала 0,2 мм); *е*—кристаллы диagenетических карбонатов (СЭМ, шкала 2 мкм); *ж*—кристаллы седиментационного кальцита (СЭМ, шкала 3 мкм)

циях крупнее 0,1 мм. Среди частиц алевритовой размерности находится тонко измельченный раковинный детрит, ювенильные створки раковин, наиболее мелкие фораминиферы и остракоды. Основная масса кокколитофорид заключена во фракциях мельче 0,005 мм.

Биогенные карбонаты в количественном отношении являются наиболее распространенным типом карбонатов позднечетвертичных осадков. Они доминируют в современных и древнечерноморских отложениях, становясь часто основным осадкообразующим компонентом. На северо-западном и керченско-таманском участках шельфа ими слагаются обширные поля ракушников. За пределами распространения ракушников в преимущественно терригенных отложениях шельфа биогенные карбонаты остаются преобладающим типом, хотя их относительное значение среди других карбонатов падает.

Подавляющая часть биогенного карбонатного материала на шельфе поставляется в осадки двустворчатыми моллюсками. Остатки бентосных фораминифер и остракод играют второстепенную роль (фиг. 2, *а*). Известковые водоросли в некоторых районах шельфа (например, Каркинитский залив) имеют довольно большое значение среди биогенных карбонатов. Ими часто обрастают на мелководье раковины моллюсков, обломки пород, образуя крупные (до 3 см в диаметре) округлые «конкре-

ции». Кокколиты в виде небольшой примеси почти постоянно присутствуют в осадках шельфа. На отдельных участках внешней его части их значение среди биогенных карбонатов возрастает и они становятся главным компонентом тонкозернистых высококарбонатных илов.

За пределами шельфа главную роль среди биогенных карбонатов играют кокколитофориды. В осадках западной и восточной частей глубоководной впадины они являются основным компонентом современных илов, в которых слагают многочисленные тонкие, толщиной до 2 мм, прослои, полностью состоящие из щитков кокколита *Emiliania huxleyi* (см. фиг. 2, б). В древнечерноморских сапропелевых илах количество кокколитов резко уменьшается, и они образуют лишь единичные прослои.

В новоевксинских отложениях роль биогенных карбонатов уменьшается. На шельфе Северо-Западного и Керченско-Таманского районов ракушняки занимали гораздо меньшие площади, чем в настоящее время (см. фиг. 1). При этом более древние осадки, отлагавшиеся во время максимума оледенения, содержат минимальное количество биогенных карбонатов, представленных раковинами моллюсков. В остальных районах шельфа значение последних сопоставимо со значением других типов карбонатов. В отложениях же глубоководной впадины, за исключением верхней зоны континентального склона, где изредка встречаются остатки раковин, биогенные карбонаты в новоевксинское время практически не накапливались.

Рентгеноструктурное изучение осадкообразующих раковин показало, что большинство черноморских пелеципод (*Dreissena*, *Monodacna*, *Cardium*, *Spisula*, *Pitar*, *Abra*, *Chione*, *Paphia* и др.) и гастропод строят свой скелет из арагонита. Раковины некоторых видов моллюсков (*Ostrea*, *Balanus*) и кокколиты характеризуются кальцитовым составом. *Mytilus* и *Modiolus* отличаются смешанным типом раковин. У мидий внешний призматический слой состоит из кальцита, а внутренний — из арагонита. Бентосные фораминиферы и известковые водоросли слагаются магнезиальным кальцитом ($MgCO_3$, до 9%).

Минералогический анализ валовых проб осадков показывает, что среди биогенных карбонатов преобладают арагонит и кальцит. Первый минерал доминирует на тех участках шельфа, где биоценозы слагаются главным образом представителями перечисленных выше характерных моллюсков. В посленовоевксинское время это преимущественно мелководная зона моря до глубин около 30 м, а в новоевксинское — практически весь шельф. Кальцит наиболее широко распространен в зоне развития современного и древнего мидиевого и фазеолинового илов, в которых он наряду с арагонитом слагает раковины *Mytilus* и *Modiolus*. В новоевксинских осадках шельфа биогенного кальцита в значительных количествах не обнаружено.

Биогенный кальцит является доминирующим минералом в глубоководных отложениях посленовоевксинского времени, так как им сложены кокколиты. Лишь в самых низах древнечерноморского сапропеля в некоторых известковых прослоях обнаруживается арагонит. При микроскопических исследованиях эти арагонитовые образования не несут следов явного биогенного облика. Арагонитовые частицы имеют щепкообразную и рисоподобную морфологию, сложное строение и размер от 2 до 10 мкм (см. фиг. 2, в). Состав и форма арагонитовых «кристаллов» дали возможность некоторым исследователям считать их абиогенными образованиями [8]. Однако в случае принятия хемогенного генезиса арагонитовых прослоев неясно, каким образом арагонит мог выпасть из толщ, не менее холодных, чем в настоящее время (+9°С), вод, явно недосыщенных на глубине карбонатом кальция в условиях возникшего сероводородного заражения. Кроме того, арагонитовые частицы существенно отличаются по морфологии от хемогенных арагонитовых монокристаллов осадков Красного моря [6] и, вероятнее всего, представляют собой биоагрегаты монокристаллов.

На наш взгляд, арагонитовые прослои сформировались за счет перетолжения с шельфа продуктов распада арагонитовых раковин моллю-

сков (*Dreissena* и *Monodacna*). Действительно, при их распаде образуются удлиненные «щепкообразные» обломки, по размеру сравнимые с частицами арагонитовых прослоев (см. фиг. 2, *г*). В посленовеевксинских осадках западного и северного шельфа и континентального склона в шлифах хорошо видны различные стадии распада моллюсков и образование арагонитовых «кристаллов», причем это явление наиболее масштабно протекало в начале древнечерноморского времени. По-видимому, в процессе последлениковой трансгрессии Черного моря после широкого расселения новеевксинских моллюсков на затопленной части шельфа, в условиях повышенной гидродинамической активности происходило интенсивное разрушение арагонитовых раковин (с образованием описанных выше частиц). Далее они переносились в глубоководную часть моря, где и отлагались на дно. Характер залегания минеральных зерен в пределах прослоев указывает на их выпадение из воды как обычных обломочных частиц.

Терригенные карбонаты довольно уверенно диагностируются в осадках многих районов Черного моря. Они представлены в различной степени окатанными обломками известковых пород: микрокристаллических, биогенных, оолитовых известняков, доломитов, мергелей, реже сидеритов, а также кристаллами кальцита, часто с выраженной спайностью, доломита и их обломками.

При микроскопических исследованиях на бинокуляре терригенные карбонаты обнаруживаются во фракциях крупнее 0,1 мм в виде отдельных частиц и агрегатов. В шлифах они определяются по характерным петрографическим признакам и концентрируются среди песчаных и алевроитовых частиц (см. фиг. 2, *д*).

Минералогически терригенные карбонаты слагаются кальцитом и доломитом. Кальцит в современных и древнечерноморских осадках надежно определяется в тех образцах, где мало биогенных карбонатов. В новеевксинских же слоях, где последние слагаются арагонитом, кальцит ($d/n=3,03 \text{ \AA}$) в грубозернистых фракциях имеет терригенное происхождение.

Области распространения терригенных карбонатов, как правило, тесно связаны с областями развития на побережье Черного моря известковых пород, в результате размыва которых они поступают в бассейн. Максимальное их количество обнаруживается на шельфе и континентальном склоне у Кавказа, где обнажается мел-палеогеновый карбонатный флиш, у Крыма (от Тарханкута до Алушты), где на суше широко распространены юрские, меловые и неогеновые известняки, в полосе от м. Калиакра до восточного побережья Турции, где обнажаются мезокайнозойские известняки и доломиты.

В современных и древнечерноморских осадках терригенные карбонаты в максимальных количествах, сравнимых по значению с биогенными карбонатами, фиксируются преимущественно на шельфе. При этом в западной половине бассейна отмечается повышенное содержание доломита. По мере удаления от берега и утонения осадков значение терригенных карбонатов быстро падает, и в глубоководных илах они определяются при минералогическом анализе среди легких минералов алевроитовой фракции [2, 7, 8].

В верхней части разреза новеевксинских осадков роль терригенных карбонатов возрастает. В перечисленных выше районах в более грубозернистых фракциях они часто доминируют среди карбонатов. Однако по сравнению с более молодыми горизонтами возрастает их значение и в осадках верхней зоны континентального склона. Вниз по разрезу новеевксинских отложений по мере снижения их карбонатности абсолютное количество терригенных карбонатов уменьшается, хотя относительное значение остается высоким. Основным минералом в большинстве районов является кальцит, но в западной половине моря количество доломита часто сравнимо с количеством кальцита; а иногда доломит даже преобладает.

Хемогенные карбонаты уступают по значению двум рассмотренным выше типам. В черноморских осадках они представлены двумя разновидностями: диагенетической и седиментационной.

Диагенетические карбонаты были описаны в работах Г. Ю. Бутузовой и Э. С. Тримониса [2, 7]. Эти авторы отнесли к ним кристаллы кальцита, обнаруженные среди частиц тонкоалевритовой размерности в глубоководных осадках. Но диагностика диагенетических карбонатов, особенно в посленовоевксинских слоях, сильно затруднена из-за малого количества и схожей минералогией с биогенными карбонатами.

Нами диагенетические карбонаты в глубоководных осадках обнаружены в кокколитовых илах в виде хорошо ограненных кристаллов кальцита размером менее 2 мкм (см. фиг. 2, *е*). Кроме того, в древнечерноморских сапропелевых илах отмечены сгустки белого микрокристаллического вещества размером до 2 мм, состоящего из кальцита. По-видимому, часть карбонатов в новоевксинских осадках, которая слагается кальцитом мелкопелитовой размерности, следует отнести к диагенетическим образованиям, хотя при этом трудно оценить ее роль.

В отложениях шельфа диагенетические карбонаты участвуют в цементации пляжевых терригенных и ракушечных отложений, образуют натечные пленки на обнажающихся на дне породах и раковинах моллюсков. Цементация мелководных отложений осуществляется арагонитом и кальцитом. Цемент, по микроскопическим исследованиям на СЭМ, состоит из игольчатых кристаллов арагонита, обрастающих зерна кварца и других минералов, из призматических кристаллов кальцита, цементирующих раковины моллюсков, минеральные зерна. На известняках, обнажающихся в районе м. Калиakra, нами обнаружены желтовато-зеленые пленки полукристаллического магнезильного кальцита ($MgCO_3$, 3–5%).

Седиментационные карбонаты в современных и древнечерноморских осадках Черного моря не встречены. Их осаждению препятствует кислая геохимическая среда в толще вод, определяемая наличием в них свободного сероводорода, а также пониженная (+9°С) температура. Однако в толще поздненовоевксинских илов, как уже отмечалось ранее [4, 5], в западной глубоководной впадине залегают выдержанный прослой тонкозернистого известкового ила ($CaCO_3$, 50–80%) мощностью до нескольких десятков сантиметров. Карбонаты в нем представлены кристаллами кальцита преимущественно крупнопелитовой размерности (см. фиг. 2, *ж*). Характерной их чертой является существенное растворение граней и даже ребер, в результате чего обнажается внутренняя структура кристаллов. Указанные прослой практически не содержат доломита, которого много среди терригенных карбонатов. Вероятно, седиментационную природу имеют также карбонаты синхронных глубоководных осадков других областей Черного моря, в частности прикерченского района, где карбонатность илов возрастает до 30%.

На северо-западном и западном участках шельфа в поздненовоевксинских осадках во многих колонках пелитовая фракция содержит до 50% и более мелкокристаллического кальцита, обязанного своим происхождением скорее всего процессу непосредственного выпадения из морской воды.

* *
*

Изученный нами материал показывает, что на протяжении позднечетвертичного времени процесс карбонатакопления в Черном море претерпел значительную эволюцию, что привело к определенным сочетаниям различных генетических типов карбонатов в осадках.

В эпоху максимума последнего оледенения в результате глубокого падения уровня Черного моря шельфа практически не существовало. Поэтому в слабосоленоватоводном и холодноводном новоевксинском озерном водоеме биогенное карбонатакопление было незначительным; в слабоизвестковистых терригенных осадках преобладали терригенные карбонаты в сочетании с их диагенетическими разновидностями.

По мере деградации ледника и подъема уровня моря в условиях потепления климата и интенсификации процессов химического выветривания на суше в бассейн стало поступать все большее количество растворенного CaCO_3 , что фиксируется по нарастанию в новоевксинских отложениях вверх по разрезу общей карбонатности. К концу новоевксина процесс биогенного карбоната накопления хотя и усилился, но поступление растворенных карбонатов превышало способность организмов выделять их из воды. Поэтому по мере потепления и аридизации климата в это время воды оказались пересыщенными по отношению к CO_2 , и часть карбонатов стала выпадать хемогенным путем. В самом конце новоевксина подобный процесс привел к массовому хемогенному отложению CaCO_3 , в результате чего в западной половине Черного моря, куда поступала с суши основная масса растворенных веществ, образовался прослой хемогенных мергелеподобных илов, а в восточной половине бассейна известковистость осадков возросла. В это время среди карбонатов стал преобладать хемогенный седиментационный тип, а биогенные и терригенные карбонаты накапливались в осадках в подчиненном количестве.

В посленоевксинское время природная обстановка изменилась. В результате восстановившейся связи со Средиземным морем черноморские воды осолонились. В Черном море широко расселились средиземноморские виды известковывделяющих организмов, а их продуктивность существенно увеличилась. Карбоната накопление в бассейне стало протекать под абсолютным доминированием биогенного процесса, за счет которого в осадках накапливались разнообразные остатки планктонных и бентосных его обитателей, потреблявших всю массу поступающего растворенного карбоната с суши. Поэтому в больших масштабах стали образовываться биогенные карбонатные отложения, как шельфовые, так и глубоководные, и известковистость терригенных фаций значительно увеличилась.

Роль терригенных карбонатов хотя и осталась прежней, но их относительное значение резко упало. Седиментационный хемогенный процесс в посленоевксинское время прекратился как из-за недостатка исходного для него материала, так и вследствие возникновения агрессивной сероводородной среды. Диагенетическое же карбоната накопление протекало крайне вяло и не имеет практически существенного значения в балансе накапливающихся карбонатов.

Литература

1. *Архангельский А. Д., Страхов Н. М.* Геологическое строение и история развития Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.
2. *Бутузова Г. Ю.* Карбонаты в донных отложениях Черного моря//Литология и полез. ископаемые. 1971. № 3. С. 18—26.
3. *Сорокин В. М., Куприн П. Н., Щербаков Ф. А.* Карбоната накопление на континентальной террасе северной части Черного моря//Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1975. № 6. С. 103—105.
4. *Сорокин В. М.* О хемогенных карбонатах в осадках Черного моря//Литология и полез. ископаемые. 1978. № 5. С. 87—90.
5. *Сорокин В. М., Шевченко А. Я.* Карбонато- и кремненакопление на континентальной террасе в позднечетвертичное время//Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря. София: Изд-во Болг. АН, 1980. С. 266—275.
6. *Сорокин В. М., Конюхов А. И., Щербаков Ф. А.* Позднечетвертичное карбоната накопление в Красном море//Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 5. С. 42—50.
7. *Тримонис Э. С.* Минералогия крупноалевритовой фракции современных глубоководных осадков Черного моря//Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1976. Вып. 4. С. 37—49.
8. *Müller G., Stoffers P.* Mineralogy and petrology of Black Sea sediments//Black Sea: its geology, chemistry and biology. Tulsa, Okla. USA. 1974. P. 200—248.

УДК 553.068.34 : 551.32

**ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗМЕЩЕНИЕ
ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ РОССЫПЕЙ В ОБЛАСТИ РАЗВИТИЯ
СКАНДИНАВСКИХ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ ***

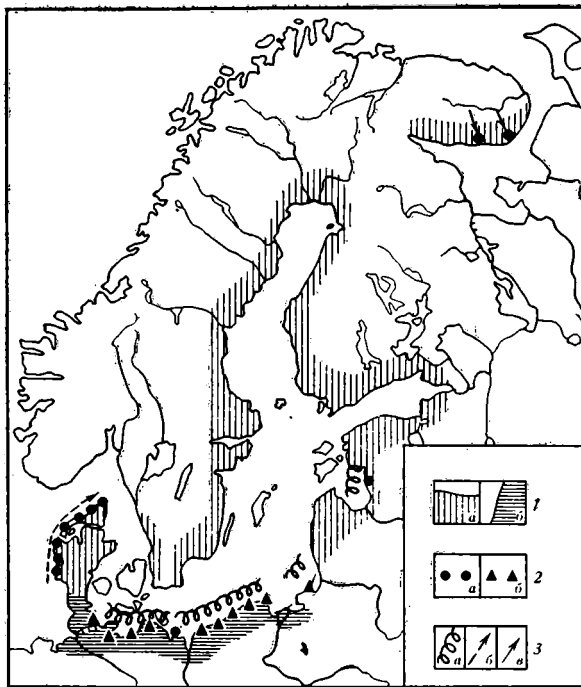
ЕВЗЕРОВ В. Я.

На основе накопленных к настоящему времени материалов выяснена роль морфологии берегов, темпа и знака вертикальных перемещений побережий, характера поступления обломочного материала в береговую зону и гидродинамического режима в формировании и размещении прибрежно-морских россыпей. Установлены причины различий состава минеральных ассоциаций россыпей Балтийского щита и Русской плиты.

В плейстоцене вслед за покровными оледенениями развивались морские трансгрессии, охватывающие в период максимального распространения значительные площади северной части Европейского континента. В прибрежной зоне водоемов в благоприятной геоморфологической и гидродинамической обстановке должно было происходить концентрирование рудных и акцессорных минералов. Однако плейстоценовые прибрежно-морские россыпи, образовавшиеся до последнего оледенения, до сих пор не обнаружены. Очевидно, они были ассимилированы ледниковыми покровами и рассеяны в ходе перемещения ледяных масс. Полно представлены лишь россыпи, приуроченные к голоценовым морским осадкам. Они развиты на побережьях Северного, Балтийского и Белого морей и детально изучены в пределах, как правило, небольших по протяженности участков. Эти россыпи разрабатываются в ГДР, представляют практический интерес в Дании и Польше. Их эксплуатация может оказаться рентабельной и в СССР, на южном побережье Кольского полуострова [14]. Полезными минералами указанных образований являются: магнетит, ильменит, циркон, рутил, гранат, ставролит, кианит и силлиманит; однако извлекают пока только магнетит, ильменит и циркон. В данной работе систематизируются накопленные к настоящему времени материалы с целью выяснения условий формирования и закономерностей размещения россыпей.

Образование прибрежно-морских россыпей определяется морфологией прибрежной полосы, темпом и знаком тектонических перемещений побережий, характером поступления обломочного материала в береговую зону и гидродинамическим режимом. Состав возникающих концентратов тяжелых минералов зависит главным образом от такового исходных отложений. Об этом свидетельствуют следующие данные. Скольнибудь значительные по масштабам скопления тяжелых минералов в позднеледниковых морских осадках не обнаружены. В период деградации последнего покровного оледенения, как, впрочем, и всех более древних, континент довольно интенсивно поднимался по мере снятия ледниковой нагрузки. Тем не менее в прибрежной зоне морей не только размывались ранее накопленные отложения, но и аккумулировались осадочные толщи, занимавшие большие площади. Это обуславливалось привносом в водоемы значительных масс обломков галечно-песчаной и алевроито-глинистой размерности талыми ледниковыми водами. Естественно, такая палеогеографическая и тектоническая обстановка была крайне неблагоприятной для сепарации тяжелых минералов. Концентрирование последних происходило только тогда, когда снижался темп под-

* В статье под россыпью подразумеваются не только месторождения полезных ископаемых, но и повышенные концентрации любых тяжелых минералов в песчаных породах.



Фиг. 1. Схема распространения и обстановки формирования прибрежно-морских россыпей

1 — побережья, поднимающиеся (а) и опускающиеся (б) в среднем и позднем голоцене; 2 — россыпи поднимающихся (а) и опускающихся (б) побережий; 3 — агенты, поставляющие обломочный материал в прибрежную зону (а — волнение, б — вдольбереговое течение, в — река)

нения и уменьшался объем обломочного материала, поступавшего в водоемы, т. е. в послеледниковье. Образование россыпей в голоцене началось в атлантический период и продолжается вплоть до настоящего времени. Следует отметить, что в долиториновый этап новейших движений районы Северного, Балтийского и Белого морей в целом испытывали поднятие. В послелиториновый этап движения дифференцировались по знаку. Побережья большей части советской Прибалтики и Кольского полуострова продолжали подниматься, тогда как побережья ФРГ, ГДР и Польши почти повсеместно начали опускаться [3, 12 и др.]. Это обстоятельство позволяет выделить и охарактеризовать две группы россыпей. К первой можно отнести те россыпи, которые формировались в условиях воздымания прибрежных областей, а ко второй — возникающие на опускающихся побережьях. Их распространение показано на фиг. 1.

Образование россыпей первой группы раньше всего началось на побережье Балтийского моря. Литориновые концентраты полезных минералов установлены и достаточно детально изучены на восточном берегу Рижского залива [10, 11, 17] и в прибрежной полосе о-ва Узедом в Померской бухте [23 и др.]. По данным латвийских исследователей литориновую аккумулятивную террасу слагают мелко- и среднезернистые пески с прослойками и линзами крупнозернистых и гравелистых песков с редкой галькой. Зона, обогащенная тяжелыми минералами, приурочена к двум береговым валам, расположенным у внутреннего края террасы вблизи г. Айнажи. Концентраты тяжелых минералов залегают на глубине 1,5 м и образуют два линзовидных прослоя мощностью до 0,35 м, в которых чередуются слойки, существенно обогащенные и обедненные тяжелыми минералами толщиной от 0,5 до 7 см. Ширина зоны составляет 20–30 м, длина достигает нескольких километров. В районе Лемме — Пийскопи аналогичная зона обогащенных песков, локализованная в пределах берегового вала, залегает на глубине 1,5–2 м и представлена

тремя-четырьмя прослоями средней мощностью 0,5 м. Эти прослои по строению сходны с охарактеризованными выше и отделены друг от друга более мощными слоями пустого песка. Зона имеет ширину 10–15 м и прослежена на 1,8 км. Наблюдается также приуроченность концентратов к гравийно-галечным прослойкам. По гранулярному составу концентраты тяжелых минералов мало отличаются от обычных литориновых песков. Содержание тяжелой фракции в мелко- и среднезернистых песках с макроскопически видимыми концентратами изменяется от 4 до 60%, а в песках, залегающих выше и ниже прослоев концентратов, без видимых скоплений тяжелых минералов — от 1,5 до 5%. Высокое среднее содержание тяжелой фракции, равное 11% (с вариациями от 2,1 до 27%), характерно для гравийных песков. Литориновые пески с повышенным содержанием тяжелых минералов (до 12%) обнаружены В. Г. Ульстом [16] также у внутреннего края террасы на побережье между г. Вентспилс и м. Колка.

Второй областью распространения литориновых и близких к ним по возрасту россыпей является побережье о-ва Узедом в Поморской бухте. Эти россыпи представлены мелкозернистыми песками и залегают на морене или более древних морских голоценовых песках. Зоны обогащения, обнаруженные К. Кайльхаком и Е. Васмундом вблизи г. Альбека, приурочены к пляжу у литоринового клифа и береговым валам. Ширина обогащенной зоны у клифа изменяется от 10 до 60 м, составляя в среднем 26 м; длина достигает 1,6 км. В ее разрезе наблюдаются как компактные шлиховые прослои мощностью до 0,1 м, так и прослои, в которых чередуются слои, обогащенные и обедненные тяжелыми минералами, общей мощностью до 0,5 м. Аналогичные последним прослои в береговых валах имеют мощность от 0,1 до 0,3 м. В разрезе они чередуются со слоями пустого песка мощностью от 0,4 до 1 м. Содержание тяжелых минералов в компактных прослоях составляет 70–80%, а в слойчатых — 4–50%. Несколько более молодые россыпи располагаются вблизи городов Циновитца и Цемпина в понижении прежней области размыва. Длина зоны обогащения достигает 2 км, а мощность варьирует от 0,07 до 0,35 м.

Литориновые россыпи побережий советской Прибалтики и ГДР формировались из обломочного материала, мобилизованного абразией. Волновой переработке подвергались преимущественно плохо сортированные отложения Балтийского ледникового озера. Приуроченность концентратов к внутреннему краю литориновой террасы, установленная на побережьях Латвии и Эстонии, объясняется тем, что именно в начальную стадию развития берега происходит наиболее медленный рост аккумулятивных форм, и в итоге создаются самые благоприятные условия для образования россыпей [16].

В послелиториновый период голоцена на продолжающих подниматься участках побережья Балтики осадки накапливаются только в результате абразии. Со временем, по мере снижения скорости поднятия побережий, затухает интенсивность абразионно-аккумулятивных процессов и, кроме того, в волноприбойной зоне перерабатываются в основном все более бедные тяжелыми минералами отложения подводного берегового склона бассейнов предшествующих стадий развития Балтики. В связи с указанными обстоятельствами на пляжах абразионных и относительно стабильных берегов в настоящее время формируются лишь весьма незначительные по размерам зоны существенного (до 86%) обогащения тяжелыми минералами мелко- и среднезернистых песков. На побережьях Эстонии, Латвии, Литвы и южной половины Калининградской обл. их ширина достигает 3 м, протяженность — нескольких десятков метров, а мощность изменяется от 2 до 25 см [9, 10, 17].

Отмеченные отрицательные факторы проявляются на поднимающихся в голоцене песчаных берегах всех морских водоемов, которые расположены в области развития скандинавских ледниковых покровов. Соответственно послелиториновые россыпи в пределах этих побережий образуются лишь в случае поставки в прибрежную зону свежего обломочного

материала реками или морскими течениями. Так, на северном берегу Белого моря мелко- и среднезернистые пески, существенно обогащенные тяжелыми минералами, сконцентрированы в приустьевых участках рек и непрерывно формируются за счет аллювия на протяжении последних примерно 2 тыс. лет. Голоценовые россыпи здесь приурочены к фронтальным частям крупных, наиболее отчетливо выраженных в рельефе береговых валов и к пляжу у клифа. Их протяженность измеряется сотнями метров, иногда превышает 1 км, ширина составляет 4–12 м, мощность 0,2–0,5 м. Содержание тяжелой фракции в концентратах береговых валов изменяется от 4 до 70%, а в концентратах, залегающих у клифа, достигает 89%. Современные россыпи¹ в рассматриваемом районе тяготеют к ровным участкам пляжа и береговому валу. По размерам и содержанию тяжелых минералов они близки к голоценовым [5]. В результате переработки в волноприбойной зоне обломочного материала, поставляемого вдольбереговыми течениями, в настоящее время образуются россыпи на побережье Северного моря. Они располагаются на высоких участках пляжа северного (преимущественно) и западного низменного песчаного берега п-ова Ютландия [10]. Суммарная протяженность россыпей составляет 25 км. Содержание тяжелых минералов в концентратах варьирует от 4 до 97%. Всего в россыпях сосредоточено примерно 100 тыс. т концентрата.

Россыпи второй группы, приуроченные к пляжам и литорали побережий, которые в среднем и позднем плейстоцене испытывали погружение, распространены весьма широко. Они известны и довольно детально изучены на побережье Польши, ГДР, ФРГ, Дании и советской Прибалтики [8, 9, 18–20, 22, 24 и др.]. Россыпи образуются как на абразионно-аккумулятивных, так и на аккумулятивных берегах. На берегах первого типа они находятся под влиянием даже незначительных колебаний уровня моря и поэтому постоянно перестраиваются, то обогащаясь, то обедняясь тяжелыми минералами. При широком пляже полоса концентрата, расположенная у клифа, переотлагается только при существенном повышении уровня моря. На аккумулятивных берегах, как и на абразионно-аккумулятивных, полосы концентрата почти всегда залегают на поверхности. Местами они подвержены влиянию гидрометеорологических факторов, местами временно оказываются вне этого воздействия. Россыпи имеют мощность 5–100 см и представлены мелко- и среднезернистым хорошо отсортированным песком, содержащим 5–99% тяжелых минералов. В их разрезе наблюдаются частые шлиховые слойки толщиной в 1–15 мм, реже один более мощный. Ширина зон обогащения достигает 20 м, длина варьирует от нескольких сотен метров до первых километров. В отличие от других осадочных месторождений современные россыпи и абразионно-аккумулятивных, и аккумулятивных берегов, отработанные или разрушенные естественным путем, регенерируются при условии сохранения конфигурации побережья и прибрежно-динамических процессов, происходящих в волноприбойной зоне [18, 21, 22]. Очевидно, широкое распространение в области погружения современных россыпей, формирующихся вследствие абразии берегов, обусловлено тем, что волновой переработке подвергаются здесь преимущественно более древние голоценовые морские отложения, в том числе и обогащенные тяжелыми минералами.

Характеризуемые россыпи обеих групп залегают, как правило, на более древних морских осадках, реже на континентальных отложениях ледникового парагенетического ряда. Они сформированы в результате переработки в прибрежной зоне подстилающих отложений или главным образом наносов, поставляемых водными потоками либо вдольбереговыми течениями. Исходный материал представляет собой разнообразные дифференциаты ледниковых образований. На это, в частности, указывает сходство минеральных ассоциаций морены и россыпей [9, 18

¹ Здесь и далее голоценовыми именуются все россыпи, сформировавшиеся в течение последних 10 тыс. лет и вышедшие из сферы воздействия волнений при современном уровне моря, а современными — находящиеся в пределах волноприбойной зоны.

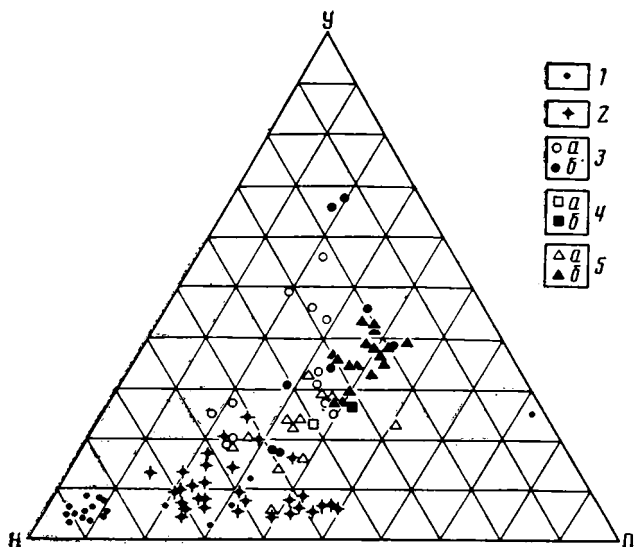
и др.]. Существенный интерес представляет сравнение минерального состава тяжелых фракций указанных образований на количественном уровне. Во избежание случайных заключений его целесообразно провести по сгруппированным данным. Мы остановились на объединении результатов анализов в три группы по степени устойчивости минералов к агентам выветривания. В соответствии с разработками Г. С. Момджи [13] и А. А. Кухаренко [7] к устойчивым минералам отнесены магнетит, ильменит, гематит, рутил, лейкоксен, перовскит, сфен, монацит, кианит, турмалин и др.; к промежуточным — гранаты, ставролит, эпидот, апатит и, наконец, к неустойчивым — амфиболы, пироксены, биотит и хлориты.

Следует отметить, что Г. С. Момджи [13] магнетит и перовскит рассматривает в качестве неустойчивых минералов, тогда как А. А. Кухаренко [7] считает их устойчивыми. Обе эти оценки верны, но для вполне определенных природных обстановок. В умеренном гумидном климате при образовании коры выветривания гидрослюдистого типа указанные минералы устойчивы. При формировании же каолинитовой или латеритной кор выветривания в условиях тропического климата они разлагаются [2 и др.]. Мы сочли возможным поместить магнетит и перовскит в группу устойчивых минералов на том основании, что непосредственно перед четвертичным периодом выветривание пород в области развития скандинавских ледниковых покровов происходило в обстановке умеренного гумидного климата [15].

Следует отметить, что все полезные минералы, извлекаемые в настоящее время из россыпей, сконцентрированы в первой и второй группах. Их плотность и устойчивость к абразивным воздействиям выше, чем у минералов третьей группы. Это обстоятельство весьма существенно, поскольку в процессе формирования россыпей минералы при прочих равных условиях дифференцируются по указанным признакам.

Перейдем к рассмотрению фактического материала. Соотношения минералов трех упоминавшихся групп в морене и прибрежно-морских россыпях отражены на соответствующих диаграммах (фиг. 2 и 3). Анализ первой диаграммы показывает, что для морены покровного оледенения характерны два существенно различающихся минеральных сообщества. В одном, свойственном морене Балтийского щита, доминируют, как правило, неустойчивые минералы, содержание которых варьирует от 45 до 92%. На долю промежуточных минералов приходится 4—49% (лишь в одном случае 73), а устойчивых — 3—26%. Состав этой морены полностью соответствует таковому исходных пород: продуктов неогенового гидрослюдистого и четвертичного выветривания метаморфических и изверженных образований и осадков, возникших при переотложении выветрелого материала. В другом сообществе, отвечающем морене Русской плиты, наблюдаются иные соотношения, неустойчивых минералов в нем обычно меньше 50% при вариациях содержания от 14 до 57%, промежуточных 18—51% и устойчивых более 20% с колебаниями от 6 до 68%. Увеличение доли промежуточных и устойчивых минералов в данной морене связано с тем, что в пределах Русской плиты ледник ассимилировал в большом объеме осадочные отложения (главным образом дифференциаты фанерозойских кор выветривания кристаллических пород) и продукты их неогенового выветривания, в тяжелой фракции которых практически содержатся аллотигенные минералы двух упомянутых групп. Подробно вопрос формирования вещественного состава морен Балтийского щита и Русской плиты рассмотрен в работе [6].

Значительно различаются также минеральные ассоциации россыпей указанных регионов. Точки соответствующих им анализов на диаграмме (см. фиг. 3) располагаются обособленно. В концентратах тяжелых минералов, распространенных на территории Балтийского щита, большей частью преобладают неустойчивые минералы (40—90%), промежуточные составляют 8—50%, а устойчивые — 3—23%. В тяжелой фракции россыпей Русской плиты содержание неустойчивых минералов изменяется в пределах 0—33% (в одном анализе 49%), промежуточных 6—79%, устойчивых 13—94%.

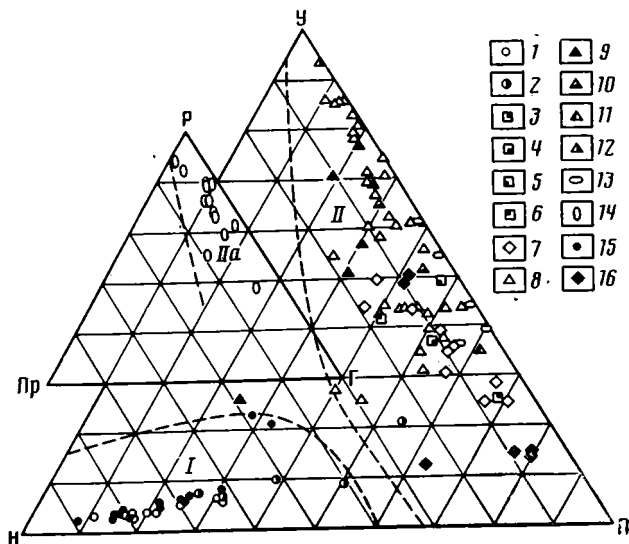


Фиг. 2. Диаграмма минерального состава тяжелой фракции морены валдайского оледенения (составлена по данным автора, А. В. Раукаса, А. С. Савванитова, А. Ю. Кли- машаускаса, И. М. Экмана)

Балтийский щит: 1 — Кольский полуостров (фр. 0,25—0,1 мм); 2 — западная часть Каре- лии (фр. 0,1—0,05 мм). Русская платформа с чехлом фанерозойских отложений: 3 — Эстония (а — фр. 0,25—0,1 мм, б — 0,1—0,5 мм); 4 — Латвия (а — фр. 0,25—0,1 мм, б — 0,1—0,5 мм); 5 — Литва (а — фр. 0,25—0,1 мм, б — 0,1—0,5 мм); Y — устойчивые минералы; П — промежуточные; H — неустойчивые

Из приведенных данных следует, что в россыпях Кольского полуострова и Русской плиты больше промежуточных и устойчивых минералов и соответственно меньше неустойчивых, чем в морене тех же террито- рий. Таким образом, в россыпях накапливаются минералы, отличающие- ся высокой плотностью и абразивной прочностью. Для выяснения пове- дения основных минералов в процессе россыпеобразования обратимся к результатам минералогических исследований природных concentra- тов. Представительные выборочные данные о составе последних приве- дены в таблице. Их анализ показывает, что в тяжелой фракции россы- пей Балтийского щита в наибольшем количестве, как отмечалось, при- сутствуют амфиболы и пироксены. Существенно ниже обычных содер- жания гранатов, рудных минералов и эпидота; причем гранатов всегда больше, чем рудных. Как правило, менее 1% в концентратах составляют циркон и рутил. В россыпях Русской плиты доминируют гранаты и руд- ные минералы. Обращает на себя внимание тот факт, что в одних райо- нах гранатов существенно больше, чем рудных, в то время как в дру- гих — минералы указанных групп преобладают попеременно. На долю прочих полезных минералов (циркона и рутила) приходится всего лишь доли процента или первые проценты. Аномально высокие (10%) содер- жания циркона характерны для россыпей побережья п-ова Ютландия. Превалирование гранатов над рудными минералами, установленное во всех россыпях региона, доминирование амфиболов и пироксенов в кон- центратах на побережье Кольского полуострова и высокое содержание циркона в россыпях Датского побережья предопределены минеральным составом материнских отложений. Что касается преобладания рудных минералов в пробе концентрата с побережья Ютландии, то это — след- ствие совершенной минералогической дифференциации, о ходе которой более подробно будет сказано ниже. Также следствием дифференциации является уменьшение содержаний эпидота, амфиболов и пироксенов по мере увеличения выхода тяжелой фракции (см. таблицу).

Методом множественной корреляции данных 44 анализов из россы- пи Кольского полуострова, приуроченной к береговым валам, установ- лено, что содержание тяжелых минералов тесно связано с основными



Фиг. 3. Диаграмма минерального состава тяжелой фракции концентратов из прибрежно-морских отложений

Современные образования. *Побережье Белого моря*: 1 — вблизи устья р. Варзуги; 2 — вблизи устья р. Пялицы. *Побережье Балтийского, Северного морей и островов Балтики* [9]: 3 — между Клайпедой и границей Латвии; 4 — пересыпь Куршю-Нария; 5 — Самбийский полуостров; 6 — зал. Куршю-Марес; 7 — побережье Латвии [17]; 8 — п-ов Ютландия [19]; 9 — о-в Зеландия [19]; 10 — о-в Фюн [19]; 11 — о-в Лолланн [19]; 12 — о-в Борнхольм [19]; 13 — Мекленбургская бухта [20]; 14 — Шлезвиг-Гольштейн [24]

Голоценовые россыпи. *Побережье Белого моря*: 15 — вблизи устья р. Варзуги. *Побережье Балтийского моря*: 16 — обрыв берега р. Ирбе и Рижский залив [10, 17]; I — поле состава россыпей Балтийского щита; II, IIa — области развития осадочного чехла Русской платформы (У — устойчивые минералы, П — промежуточные, Н — неустойчивые, Р — рудные, Г — гранаты, Пр — прочие)

характеристиками распределения зерен по крупности: средним размером, коэффициентами сортировки, асимметрии и эксцессом. Общий коэффициент корреляции составляет 0,772. Содержание тяжелой фракции тем выше, чем лучше отсортирован осадок и чем асимметричнее распределение. Выявленные статистические связи становятся понятными, если учесть, что максимум распределения тяжелых минералов в береговых отложениях всегда смещен в сторону более мелких классов относительно соответствующего максимума минералов легкой фракции. Поэтому вполне естественно, что по мере разделения минералов указанных фракций в волноприбойной зоне улучшается сортировка осадков и, кроме того, возрастает асимметрия распределения обломочных частиц по размерам (но, очевидно, не во всем возможном диапазоне изменения содержаний тяжелой фракции). Корреляционным анализом установлено также, что с увеличением выхода тяжелой фракции в ней возрастают относительные содержания гранатов, сфена, магнетита, ильменита, рутила, циркона, монацита, лопарита, ставролита и кианита — минералов, плотность которых превышает 3,5 г/см³, а содержания пироксенов, амфиболов и силлиманита с плотностью порядка 3–3,5 г/см³ убывают [4]. Аналогичный результат получен при анализе материалов, приведенных в работе по современным россыпям Дании [19]. Концентрирование полезных компонентов россыпей осуществляется в результате природного шлихования: проседания тяжелых минералов в основание активного слоя наносов и последующего откатывания в сторону моря зерен кварца, полевых шпатов и минералов тяжелой фракции, имеющих малую плотность [1, 20 и др.]. Этот процесс развивается тем интенсивнее, чем меньше асимметрия скоростей прямого и обратного прибойных потоков. При формировании россыпей гидродинамические параметры меняются часто, но в узких пределах, вследствие чего происходит многократное переотложение наносов, способствующее накоплению рудных и акцессорных минералов [5].

Содержание главных минералов в разновозрастных концентратах из песков различных районов морских побережий

Номер пробы	Выход тяжелой фракции, % от массы пробы	Содержание минералов, % от веса тяжелой фракции						
		рудные минералы (ильменит, магнетит и др.)	гранаты	циркон	рутил	амфиболы и пироксены	минералы группы эпидота	прочие
Литориновые отложения Рижского залива [10]								
64	2,22	9,46	62,61	0,90	0,45	18,06		8,52
8	11,57	13,14	76,49	1,04	—	7,61		1,72
50	28,12	12,80	73,41	0,60	0,60	4,19		2,40
41	42,62	11,31	79,61	1,01	0,61	4,78		2,68
Субатлантические пески южного побережья Кольского полуострова								
B-14/1	12,3	1,9	9,8	0,3	Следы	64,4	9,0	14,6
B-14/3	39,5	4,4	14,8	0,5	»	62,6	9,5	8,2
B-14/7	68,5	4,5	19,3	0,4	»	58,5	10,5	6,8
B-44/3	88,9	16,2	25,1	1,2	0,1	45,1	6,9	5,4
Современные пески южного побережья Кольского полуострова								
73-25/6	8,9	5,8	20,7	0,2	Следы	61,4	4,6	7,3
73-25/3	37,2	7,6	32,1	0,2	0,1	49,8	4,8	5,4
73-25/7	68,2	19,5	50,8	0,2	0,1	23,5	2,1	3,8
Современные пески западного и северо-западного побережий п-ова Ютландия [19]								
9	33	31	33,12	3,45	0,69	9,66	15,87	6,21
41	64	26	35,52	5,92	0,74	13,33	15,54	2,95
39	78	28	37,44	12,96	0,72	10,80	5,76	4,32
35	94	50	32,50	8,50	1,00	1,50	4,00	2,50
Современные пески Мекленбургской бухты [20]								
1	77	25	49	1,0	0,2	7,0	5,5	13,0
2	83	34	53	4,5	0,6	0,6	1,9	5,3
3	96	46	48	1,4	0,2	0,7	1,3	3,1

* *
*

В прибрежной зоне всех морских бассейнов, распространявшихся на протяжении четвертичного периода в пределы континента, перерабатывались осадочные и ледниковые отложения. В связи с этим на отдельных участках водоемов в благоприятных условиях несомненно концентрировались минералы тяжелой фракции. Плейстоценовые россыпи, очевидно, были уничтожены ледниковыми покровами, тогда как голоценовые, сформировавшиеся после последнего оледенения, развиты достаточно широко. Результаты изучения россыпей голоцена свидетельствуют о следующем.

Существенное концентрирование тяжелых минералов происходит преимущественно на отмелях аккумулятивных и абразионно-аккумулятивных песчаных берегах при небольшой скорости вертикального перемещения побережий. Необходимым условием образования россыпей является поступление в прибрежную зону свежего обломочного материала. В долиториновый этап новейших движений замедляющееся во времени изостатическое поднятие испытывала вся область, которую в недавнем прошлом занимал ледниковый покров. В конце этого этапа на побережьях, воздымавшихся с малой скоростью, россыпи формировались вследствие интенсивной абразии главным образом позднеледниковых осадков. Они приурочены к внутреннему краю аккумулятивных террас, поскольку, как показал В. Г. Ульст, именно в начальную стадию развития наиболее медленно растут аккумулятивные формы и в связи с этим создаются наиболее благоприятные условия для дифференциации обломочного материала. В послелиториновое время новейшие движения диф-

ференцировались по знаку. На побережьях, продолжающих подниматься ввиду значительного уменьшения интенсивности абразивно-аккумулятивных процессов образование россыпей происходит только на участках побережий, в пределы которых наносы поставляются реками или вдольбереговыми течениями. На побережьях же, поднятие которых сменилось опусканием, россыпи формируются за счет размыва и переотложения в прибрежной зоне осадков (в том числе и обогащенных тяжелыми минералами), накопившихся в период предшествующей регрессии. Они распространены весьма широко (см. фиг. 1).

По минеральному составу тяжелой фракции отчетливо различаются концентраты из прибрежно-морских отложений Балтийского щита и Русской плиты. В первых существенно больше неустойчивых к агентам выветривания минералов, что отражает специфику состава исходных дочетвертичных пород щита и плиты и соответственно промежуточных коллекторов тяжелых минералов, каковыми в обоих регионах являются отложения ледникового парагенетического ряда. Концентрирование полезных компонентов россыпей осуществляется посредством природного шлихования.

Литература

1. Аксенов А. А. О рудном процессе в верхней зоне шельфа. М.: Наука, 1972. 158 с.
2. Афанасьев А. П. Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита. Л.: Наука, 1977. 243 с.
3. Гуделис В. К. Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики. Вильнюс: Минтис, 1973. 262 с.
4. Евзеров В. Ф. Эволюция осадконакопления в прибрежных районах Баренцева и Белого морей в позднеледниковое время//Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 29—33.
5. Евзеров В. Я. Закономерности формирования и размещения россыпей в осадочном покрове Кольского полуострова//Геология и полезные ископаемые мезо-кайнозойских образований Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1980. С. 36—64.
6. Евзеров В. Я. Состав морен скандинавских ледниковых покровов (источники первичного материала и механизм образования)//Коры выветривания и гипергенные полезные ископаемые восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1983. С. 84—103.
7. Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 318 с.
8. Линчюс А. А. Особенности гранулометрического состава пляжевых концентратов юго-восточного побережья Балтики//Литология и геология полезных ископаемых Южной Прибалтики. Вильнюс: Минтис, 1966. С. 139—153.
9. Линчюс А. А. Минеральный состав пляжевых концентратов юго-восточного побережья Балтики//Литология и геология полезных ископаемых Южной Прибалтики. Вильнюс: Минтис, 1966. С. 155—172.
10. Лунц А. Я. К вопросу о распределении тяжелых минералов в прибрежно-морских песках восточного побережья Рижского залива//Вопросы четвертичной геологии. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1962. Вып. 1. С. 129—154.
11. Лунц А. Я., Майоре Я. Я. Тяжелые минералы в литориновой аккумулятивной террасе на восточном побережье Рижского залива//Вопросы накопления и распределения тяжелых минералов в прибрежно-морских песках. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1960. С. 123—129.
12. Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 388 с.
13. Момджи Г. С. Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркона//Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. М.: Госгортехиздат, 1960. С. 44—57.
14. Рубинкраут Г. С. Условия формирования россыпей в водной среде на Кольском полуострове//Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1971. Вып. 2. С. 105—114.
15. Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. 1. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 168 с.
16. Ульст В. Г. Некоторые закономерности концентрации тяжелых минералов береговой зоны моря//Вопросы четвертичной геологии. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1963. Т. 11. Вып. 2. С. 141—201.
17. Ульст В. Г., Майоре Я. Я. О распределении и условиях концентрации тяжелых минералов в песках Латвийского побережья//Вопросы накопления и распределения тяжелых минералов в прибрежно-морских песках. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1960. С. 101—122.
18. Bülow K. V. Schwermineralseifen an der mecklenburgischen Ostseeküste//Arch. Lagerstättenf. 1951. H. 81. 63 S.
19. Christensen W., Larsen G. Tungsandsforekomster i Danmark//Danm. Geol. Undersg. 1960. Raekke 3. № 33. 63 S.

20. *Engelhardt W. V.* Über die Schwermineralsande der Ostseeküste zwischen Warnemünde und Darsser Ort und ihre Bildung durch die Brandung//Z. angew. Mineral. 1937. B. 1, S. 30—59.
21. *Ludwig G., Vollbrecht K.* Die allgemeinen Bildungsbedingungen litoraler Schwermineralkonzentrate und ihre Bedeutung für die Auffindung sedimentärer Lagerstätten//Geologie. 1957. B. 6. № 3. S. 233—277.
22. *Rogge H. I.* Zur Erkundungsmethodik litoraler Schwermineralseifen an der südlichen Ostseeküste//Z. angew. Geol. 1962. B. 8. H. 2. S. 57—62.
23. *Rogge H. I.* Vergleich der Lagerungsverhältnisse und Schwermineralführung postglazialer Seifen an der estnisch-kettischen Küste und der DDR//Z. angew. Geol. 1964. B. 10. H. 11. S. 567—572.
24. *Weyl R.* Marine Erz-Granatseifen der schleswig-holsteinischen Küsten und ihre Regelmässigkeiten in der Korngrössen und Mineralverteilung//Z. Geschiebeforsch. und Flachlandsgeol. 1936. B. 13. S. 63—76.

Геологический институт
Кольского филиала АН СССР,
Апатиты

Поступила в редакцию
6.VI.1985

УДК 553.492 : 551.12

К ЭВОЛЮЦИИ БОКСИТООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ В ФАНЕРОЗОЕ

БРОНЕВОЙ В. А., ТЕНЯКОВ В. А.

На основании обобщения данных по минеральным парагенезам месторождений бокситов фанерозоя в совокупности с анализом других признаков изменений во времени показано, что основой выявленной эволюции явилась коренная трансформация условий бокситообразования и ряда существенных свойств продуктов выветривания.

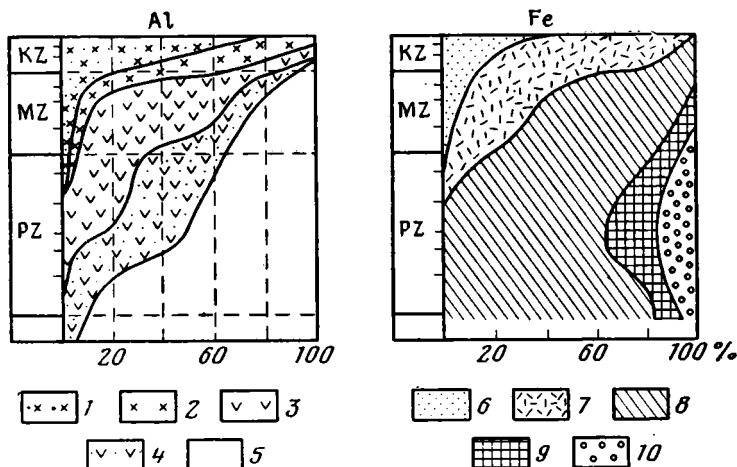
Известно, что промышленные месторождения бокситов свойственны только фанерозойскому отрезку геологической истории. Однако традиционный для геологии эволюционный подход к анализу породо- и рудообразовательных процессов еще недостаточно широко применяется к этому интересному и практически важному продукту экзогенеза. Вместе с тем, очевидно, что правильное решение вопросов эволюции бокситообразования (или хотя бы верное по существу понимание движущих причин этой эволюции) может не только дополнительно осветить многие остродискутируемые стороны проблемы генезиса бокситов, но и дать новые региональные критерии оценки бокситоносности отложений различного возраста [4, 6, 7, 12, 13]. Кроме того, бокситы являются одним из ярчайших и крайних продуктов гумидного литогенеза на Земле. Поэтому прослеживание тренда эволюции условий бокситообразования может помочь и в выявлении изменения во времени более широко проявленной трансформации минерального вещества на стыке литосферы, атмосферы и биосферы, а также в оценке эволюции физико-химических параметров древних атмосфер.

Остановимся прежде всего на имеющихся данных по изменению за фанерозойское время собственно вещественного состава бокситов. Так, например, уже несколько десятилетий известно, что чем древнее бокситы, тем в большей степени в их составе доминируют маловодные гидроксиды алюминия (диаспор и бёмит). В виде диаграммы эта закономерность достаточно наглядно была проиллюстрирована Б. Ф. Горбачевым [10].

Аналогичная картина возникает и при анализе распространения в бокситах гётита и гематита. Так, в кайнозойских и в меньшей мере мезозойских бокситах гётит настолько широко развит, что возникла и до сих пор существует достаточно острая проблема их переработки в связи с осложнениями технологического процесса, вызываемыми присутствием в руде значительного количества этого минерала. В палеозойских бокситах гётит является лишь примесью, а в месторождениях докаменноугольного времени этот минерал вообще не установлен.

Менее контрастны изменения во времени кремнийсодержащих минералов бокситов. Так, в кайнозойских и мезозойских бокситах этот элемент входит в состав лишь каолинита и (или) кварца, а шамозиты присутствуют в весьма ограниченных количествах, причем только в зонах, подвергшихся воздействию вторичных восстановительных процессов. В палеозойских же бокситах наряду с каолинитом широко развит шамозит, причем его количество в ряде разрезов резко превышает содержание каолинита, вплоть до практически полного исчезновения последнего.

Количественная оценка изменения во времени химического (по 48 элементам) и минерального состава бокситов и бокситоматеринских пород от палеозоя к кайнозю на основе опробования практически всех



Фиг. 1. Распределение основных парагенезов алюминий- и железосодержащих минералов в бокситах на карбонатном и смешанном алюмосиликатно-карбонатном субстратах во времени (по Д. Бардошши [3] с добавлениями)

1 — гиббситовый; 2 — бёмит-гиббситовый; 3 — бёмитовый; 4 — диаспор-бёмитовый; 5 — диаспоровый, диаспор-корундовый и корундовый; 6 — гётитовый; 7 — гематит-гётитовый; 8 — гематитовый; 9 — шамозитовый, шамозит-гематитовый; 10 — прочие

основных месторождений СССР и около 70% бокситовых месторождений мира приведена в работах [7 и др.].

Анализ этих материалов показывает, что по мере течения времени от палеозоя к кайнозю происходит закономерное изменение как химического, так и минерального состава бокситов. Оно выражается в уменьшении среднего содержания и коэффициентов концентрации около 80% изученных элементов. Одновременно уменьшается количество маловодных и безводных минералов оксидов и гидроксидов алюминия и железа за счет роста содержания многоводных форм этих соединений.

Интересная полуколичественная оценка эволюции минерального состава бокситов во времени дана Д. Бардошши [3], однако им рассматривались только «карстовые» бокситы¹. Картина распределения в фанерозое основных парагенезов минералов алюминия и железа приведена на фиг. 1 (данные Д. Бардошши частично откорректированы нами в части палеозойских бокситов).

Нетрудно заметить, что закономерности изменения во времени минерального состава «карстовых» бокситов (около 15% от общих мировых запасов [3]) аналогичны таковым для всей совокупности этих руд [7]. Отличие заключается лишь в соотношении содержаний рассматриваемых минералов (фиг. 2).

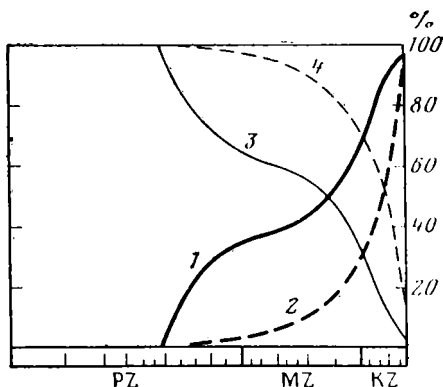
Вторым безусловным признаком изменения во времени условий формирования бокситов является установленная нами закономерная смена от палеозоя к кайнозю спектра исходных материнских пород. В кайнозое это преимущественно алюмосиликатные породы, причем самого разного состава (основные, средние, кислые). Известны в эту эпоху и месторождения бокситов на карбонатном субстрате (Ямайка, острова Тихого океана и др.), но их количество и запасы более чем в 20 раз меньше запасов бокситовых месторождений, не связанных с карбонатными породами.

Существенно иная ситуация характерна для мезозоя и палеозоя. Здесь уже исключением из правила являются бокситовые месторождения на алюмосиликатном субстрате, а «правилом» — месторождения, в той или иной степени связанные с карбонатными породами. Важно также отметить, что в отличие от кайнозоя для палеозойского времени ха-

¹ Д. Бардошши в группу карстовых бокситов включает все месторождения, залегающие на карбонатном или смешанном алюмосиликатно-карбонатном субстрате.

Фиг. 2. Изменение содержаний гиббсита и суммы содержаний бёмита, диаспора и корунда (в процентах от общего содержания этих минералов) в бокситах в целом и в «карстовых» бокситах

1 — гиббсит в бокситах, в целом; 2 — гиббсит в «карстовых» бокситах; 3 — бёмит, диаспор и корунд в бокситах, в целом; 4 — бёмит, диаспор и корунд в «карстовых» бокситах



рактерна высокая степень избирательности бокситообразующих процессов по отношению к составу субстрата. При этом установленные изменения во времени химического состава бокситов и бокситоматеринского субстрата противоположны по знаку для 61,7% изученных элементов, а для остальных — не связаны жесткой корреляционной зависимостью [7]. Отсюда следует, что эволюция бокситообразующих процессов обусловлена изменением физико-химических параметров среды бокситообразования, а не состава бокситоматеринских пород.

Третьим признаком изменения бокситообразования во времени является закономерная смена палеогеографической позиции месторождений бокситов от рифея к кайнозою, наиболее четко сформулированная Б. М. Михайловым [12, 13]. Этим автором отмечено, что от позднего рифея к кайнозою происходит закономерное перемещение оптимальных условий локализации бокситовых месторождений от приморских равнин, лагун и морского мелководья в позднем протерозое до наиболее возвышенных участков суши в позднем кайнозое. Очень интересна также замеченная Б. М. Михайловым пространственная связь распространения домезозойских бокситовых месторождений с береговой линией морских бассейнов и отсутствие таковой или ее слабое проявление в мел-палеогеновую и особенно олигоцен-четвертичную эпохи.

Наконец, как нам представляется, вполне можно интерпретировать в эволюционном ключе и реальную картину изменения во времени масштаба бокситонакопления, во всяком случае в том виде, как она отразилась в распределении известных запасов месторождений бокситов по основным эпохам бокситообразования.

Как известно, несмотря на то, что многочисленные работы, посвященные этому вопросу, написаны в разное время и с разными целями, а их авторы [3, 4, 8, 9, 12, 13, 15, 18 и др.] придерживались нередко существенно различных взглядов на генезис бокситов, выводы о распространении запасов этих руд по отношению к геохронологической шкале практически идентичны и сводятся к следующему.

Абсолютное большинство месторождений бокситов и 90–95% промышленных запасов этих руд связано с наиболее молодой эпохой бокситообразования. На долю всех остальных месторождений приходится лишь 5–10% запасов бокситов, приуроченных в основном к позднему протерозою — раннему кембрию, девону, карбону, триасу, юре и раннему мелу, позднему мелу и палеогену. Допозднепротерозойские толщи не содержат промышленных месторождений бокситов, хотя в литературе имеется множество сообщений о находках среди древнейших толщ пород, квалифицируемых как измененные бокситы (наждаки, диаспориты и пр.).

Причиной сосредоточения большого количества крупных месторождений бокситов в наиболее молодых отложениях обычно считают незавершенность этой эпохи бокситообразования. Предполагается, что в дальнейшем большая часть бокситов будет уничтожена в разнообразных процессах химической и механической деградации при захоронении, катагенезе и метаморфизме. Однако в Африке, Австралии, Южной Амери-

ке значительная часть руд представлена отнюдь не псевдоморфными бокситами, залегающими на вершинах положительных форм рельефа, а обломочными и бобово-оолитовыми разностями, сосредоточенными в основном на склонах и у подножий возвышенностей. Как считают многие исследователи [1, 2], эти породы можно считать своеобразными представителями делювиальных, пролювиальных, аллювиальных и, реже, прибрежно-бассейновых отложений. К тому же значительная часть их уже перекрыта небокситовыми породами, т. е. частично подверглась захоронению.

На основании изложенного необходимо признать, что удивительная продуктивность наиболее молодой эпохи бокситообразования вряд ли определяется только ее незавершенностью, а зависит также от особенностей данного периода развития Земли, отличающих его от всех более древних.

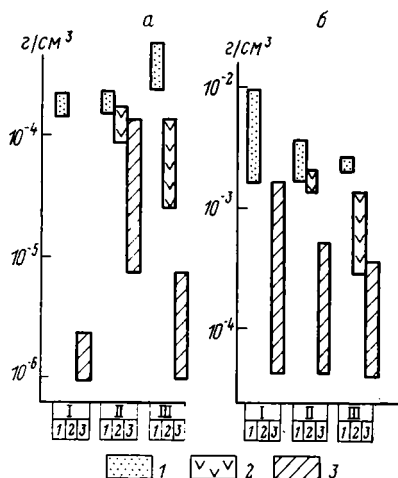
В аналогичном ключе можно, вероятно, оценивать и отсутствие месторождений бокситов в докембрии. Вряд ли справедливо видеть причину этого явления только как результат деградации бокситов в процессах катагенеза и метаморфизма. Скорее всего это связано с особыми условиями, существовавшими на поверхности Земли в древнейшие эпохи и препятствовавшими широкому развитию бокситообразующего процесса. В пользу такого предположения свидетельствует изучение относительно молодых (палеозойских, мезозойских, кайнозойских) метаморфических толщ. В различной степени метаморфизованные месторождения бокситов известны в Турции, Иране, Афганистане, Корее, Китае, Вьетнаме, СССР и ряде других стран. Бокситы этих месторождений и рудопроявлений действительно сильно изменены — превращены в диаспоровые и корундовые породы, зачастую рассланцованы, рассечены трещинами, по которым развиваются такие типичные метаморфогенные минералы, как маргарит, хлоритоид, слюды, полевые шпаты, пироксены, амфиболы. Однако, несмотря на такие серьезные изменения, в большинстве случаев эти руды уверенно квалифицируются как измененные бокситы, а не отождествляются с диаспор- и корундсодержащими образованиями вторичных кварцитов, алунитизированных зон и других аналогичных объектов эндогенного или вулканогенного генезиса.

Таким образом, анализ опубликованных и новых материалов показывает, что во времени от палеозоя к кайнозою отчетливо проявляется эволюция минерального и химического состава бокситов, закономерная смена исходных пород, по которым формировались бокситы, направленное изменение некоторых особенностей геологического строения месторождений, их палеогеографической и палеогеоморфологической позиций, а также самой интенсивности накопления этих руд.

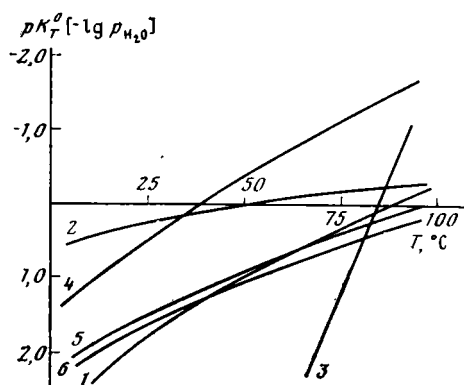
Однако, строго говоря, при прочих равных условиях выявленные закономерности в одинаковой мере могут быть интерпретированы и как следствие эволюции собственно процессов бокситообразования, и как результат воздействия наложенных процессов (эрозия, катагенез, метаморфизм), преобразовавших исходно одинаковые руды после их захоронения.

Для решения этой дилеммы представляет интерес сравнить, с одной стороны, условия катагенеза бокситов одного возраста, но локализованных в разных геологических обстановках, а с другой — разновозрастные бокситы, залегающие в близких геологических ситуациях.

Бокситы палеозоя достоверно установлены и удовлетворительно изучены в настоящее время в районах Северного и Южного Урала, Среднего и Южного Тимана, КМА, юго-восточной части Балтийского щита. Нет необходимости доказывать, что геологическая история всех этих регионов в период после захоронения девонских или каменноугольных бокситов существенно неодинакова, как неодинаков и состав подстилающих и перекрывающих пород. Однако для всех девонских бокситов этих районов характерно практически полное отсутствие гиббсита и гётита, хотя среди каменноугольных бокситов эти минералы и присутствуют, но не они определяют «лицо» этих руд, представленных в основ-



Фиг. 3



Фиг. 4

Фиг. 3. Диапазон изменения средних (по месторождениям) содержаний лития (а) и калия (б) в бокситах кайнозоя (I), мезозоя (II) и палеозоя (III) дифференцированно по основным генетическим типам месторождений (I — латеритные, II — осадочно-латеритные в геосинклинальных областях, III — то же на платформах)

Фиг. 4. Диаграмма изменения констант равновесия реакций в зависимости от температуры:
 1 — $\gamma\text{-Al}(\text{OH})_3 = \gamma\text{-AlO}(\text{OH}) + \text{H}_2\text{O}_r$; 2 — $\gamma\text{-Al}(\text{OH})_3 = \gamma\text{-AlO}(\text{OH}) + \text{H}_2\text{O}_{ж}$; 3 — $\alpha\text{-FeO}(\text{OH}) = 1/2\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3 + 1/2\text{H}_2\text{O}_r$; 4 — $\alpha\text{-FeO}(\text{OH}) = 1/2\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3 + 1/2\text{H}_2\text{O}_{ж}$; 5 — $\text{H}_2\text{O}_{ж} = \text{H}_2\text{O}_r$; 6 — $\text{H}_2\text{O}_{ж} = \text{H}_2\text{O}_r$ (при относительной влажности 70%)

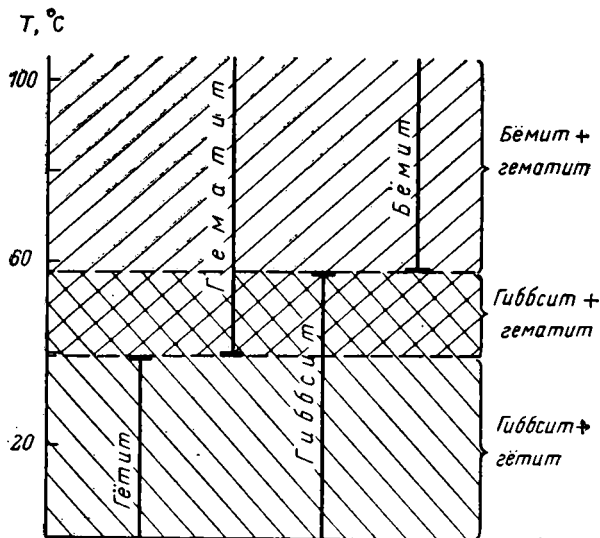
ном бёмитом и гематитом. Кроме того, все палеозойские бокситы в значительных количествах содержат в качестве породообразующего минерала шамозит, присутствие которого вынужденно учитывается даже при разработке технологических схем их утилизации.

Для мезозойских бокситов картина совершенно противоположная. Так, например, несмотря на то, что многие залежи этих руд перекрыты угленосными или сероцветными осадками, шамозит в их составе пользуется весьма небольшим распространением, и то лишь в зонах вторичного обеления. Существенно отличаются эти руды от палеозойских и по составу оксидов — гидроксидов алюминия и железа, представленных в основном гиббситом и гётитом-гематитом (примерно в равном соотношении).

Не менее однозначно сравниваемые бокситы отличаются и по концентрации элементов-примесей. Так, например, по содержанию лития все без исключения палеозойские бокситы настолько резко отличаются от мезозойских, а те в свою очередь от кайнозойских, что этот признак с успехом может использоваться для датировки рассматриваемых руд (фиг. 3). Близкое по контрастности распределение в бокситах разного возраста имеют также такие элементы, как K, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Be, TR.

Таким образом, несмотря на неодинаковую историю существования разновозрастных бокситов после их захоронения и резко различный состав вмещающих эти руды пород, все месторождения одного или близкого возраста характеризуются сходными чертами строения и вещественного состава. При сравнении же разновозрастных бокситов, залегающих в близких геологических обстановках, достаточно легко выявляются в той или иной мере резкие различия как в их минеральном, так и в химическом составе.

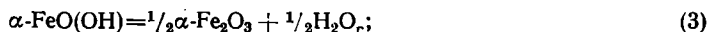
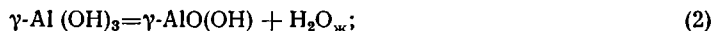
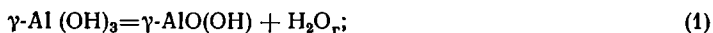
Отсюда вполне естественно напрашивается вывод о том, что основной причиной изложенной картины эволюции геологических особенностей развития бокситообразовательного процесса и его минералого-геохимического воплощения являются не катагенетические и метаморфические процессы преобразования этих руд, а закономерное изменение во времени собственно условий бокситообразования, приводившее к формиро-



Фиг. 5. Поля стабильности основных парагенезисов бокситов в зависимости от температуры при $H_2O_{ж}$

ванию в разные геологические эпохи бокситов существенно неодинакового вещественного (минерального и химического) состава.

Возможным ключом к пониманию причин возникновения этой закономерности является анализ систем гиббсит — вода — бёмит и гётит — вода — гематит, которые могут быть описаны в виде следующих химических реакций:



Очевидно, что для условий латеритных кор выветривания равновесие этих реакций прежде всего зависит от температуры, а для реакций (1) и (3) — и от парциального давления паров воды (P_{H_2O}).

Результаты соответствующих расчетов, сделанных на основе констант, заимствованных из работ [14, 17], приведены на фиг. 4—6 и в таблице. Анализ этих материалов позволяет прийти к следующим основным выводам.

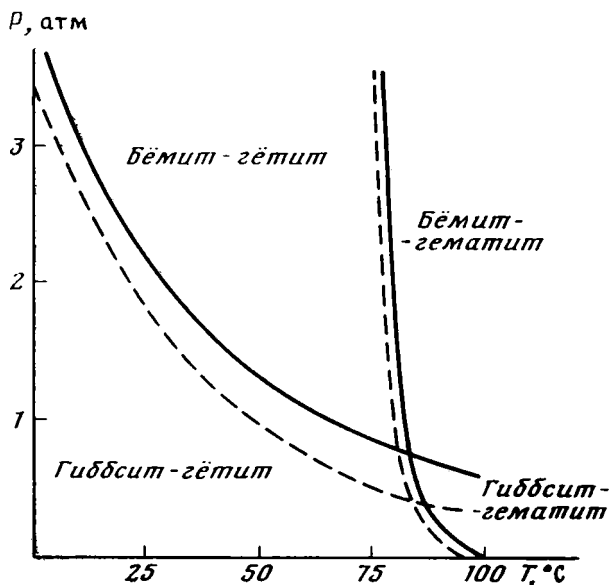
При общем атмосферном давлении, равном 1 атм и $H_2O_{ж}$, равновесие в системах гётит — гематит и гиббсит — бёмит устанавливается соответственно при 40 и 58° С. Следовательно, в этом случае возможно существование трех стабильных ассоциаций (см. фиг. 4 и 5):

- 1) гиббсит — гётит при <40° С;
- 2) гиббсит — гематит при 40—58° С;
- 3) бёмит — гематит при >58° С.

Равновесие в тех же системах при H_2O_r ² сдвигается в область более высоких температур и наступает (при $P_{общ}=1$ атм, относительная влажность 100%) для системы гиббсит — бёмит при 66° С, а для системы гётит — гематит — при 83° С (см. фиг. 4 и 6). Соответственно получают право на существование следующие парагенезисы:

- 1) гиббсит — гётит при <66° С;
- 2) бёмит — гётит при 66—83° С;
- 3) бёмит — гематит при >83° С.

² Применение таких условий к анализу латеритных кор выветривания вполне допустимо, так как зона бокситов находится выше уровня грунтовых вод более 98% времени в году [6, 11].



Фиг. 6. Поля стабильности основных парагенезисов бокситов в координатах $P-T$ при H_2O_r (сплошные линии — влажность 100%, пунктирные — 70%)

Поскольку очевидно, что в зоне бокситов латеритного профиля выветривания условия минералообразования определяются взаимодействием твердых фаз с водой как в жидкой, так и в газообразной формах (в зависимости от времени года и интенсивности выпадающих осадков), формирующиеся минеральные ассоциации имеют более сложный состав, чем это указывалось выше (см. таблицу).

Возможность формирования и перехода в ископаемое состояние таких неравновесных ассоциаций, как гиббсит — гематит — гётит, бёмит — гематит — гиббсит — гётит, бёмит — гематит — гётит, объясняется тем, что термодинамические условия равновесия между гиббситом и бёмитом, гётитом и гематитом существенно различны для собственно процесса образования этих минералов и для процесса их взаимопереходов, если эти минералы уже возникли. Это связано с тем, что для дегидратации уже образовавшихся гиббсита или гётита необходимо преодоление так называемого активационного барьера, равного примерно 13—15 кДж/моль, что сдвигает по температурной шкале равновесие системы гётит—

Изменение основных минеральных ассоциаций оксидов и гидроксидов алюминия и железа в зависимости от температуры бокситообразования *

$T, ^\circ C$	Парагенезисы		Примеры типичных месторождений
	основные	второстепенные	
<40	Гиббсит — гётит	—	Восточные Гаты (Индия), Бразилия, Западная Африка (псевдоморфные бокситы)
40—58	Гиббсит — гематит	Гётит	Мезозойские месторождения Казахстана и Южного Средиземноморья Каменноугольные месторождения Белгородской, Архангельской, Ленинградской областей и Коми АССР
58—66	Бёмит — гематит	Гиббсит — гётит	
66—83	То же	Гётит	
>83	»	—	Девонские месторождения Коми АССР, Северного и Южного Урала

* $P_{\text{общ}} = 1$ атм, относительная влажность — 100%.

$H_2O_{ж}$ — гематит до 180–250° С, а системы гиббсит — $H_2O_{ж}$ — бёмит до 220–300° С.

Поясним это на примере для условий $P_{общ} = 1$ атм, $T = 50^\circ$ С.

В этих условиях в период обводнения рассматриваемой зоны бокситов в соответствии с реакциями 2 и 4 диаграммы (см. фиг. 4) должна формироваться ассоциация гиббсит — гематит. При осушении профиля выветривания в сухой сезон или в период между дождями в соответствии с реакциями 1 и 3 той же диаграммы должны образовываться гиббсит и гётит.

Таким образом, в течение всего времени формирования профиля выветривания периодически в его составе будет происходить образование то гётита, то гематита. Причем количественно процесс должен быть сдвинут в сторону образования гематита, так как этот минерал возникает при рассматриваемых условиях в присутствии $H_2O_{ж}$, т. е. в обстановках, обеспечивающих собственно процесс выветривания, а гётит — в присутствии $H_2O_{г}$, когда может происходить лишь структурная перестройка ранее возникших или возникающих аморфных фаз гидроксидов железа. Поскольку равновесие уже образовавшихся гётита и гематита определяется при прочих равных условиях более высокими температурами (очевидно, не реализующимися в профиле выветривания), сосуществование этих минералов и их переход в ископаемое состояние вполне оправдан с позиций термодинамики.

Аналогичная ситуация должна быть свойственна всему температурному интервалу от 40 до 83° С (см. таблицу). Причем в пределах этого диапазона граничные температурные условия возникновения указанных ассоциаций могут изменяться в зависимости от относительной влажности. Так, при относительной влажности 70% пределы (по температуре) образования этих парагенезисов будут выглядеть следующим образом:

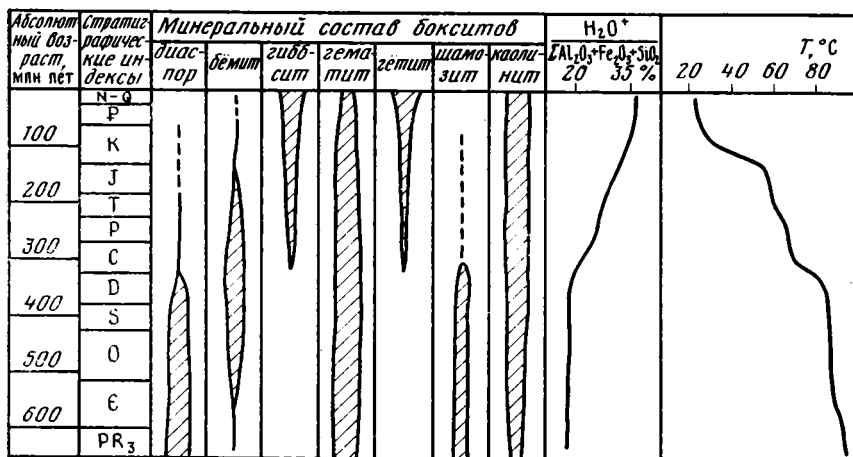
- 1) гиббсит — гематит — гётит при 40–46° С;
- 2) гиббсит — гематит — бёмит — гётит при 46–58° С;
- 3) бёмит — гематит — гётит при 58–81° С;
- 4) бёмит — гематит при >81° С.

Отсюда следует, что при прочих равных условиях возникновение бёмита в латеритных бокситах более характерно для обстановок, отличающихся большей «аридностью» сухих сезонов.

Еще более сложное взаимоотношение указанных парагенезисов выявляется при допущении отклонения в прошлом величины общего атмосферного давления от наблюдаемого в настоящее время (см. фиг. 6). Так, для $P_{общ} = 2$ атм граничные параметры по температуре рассматриваемых парагенезисов будут соответствовать следующим величинам (при относительной влажности 100%):

- 1) гиббсит — гётит при <29° С;
- 2) гиббсит — гематит — гётит — бёмит при 29–58° С;
- 3) бёмит — гематит — гётит при 58–79° С;
- 4) бёмит — гематит при >79° С.

Однако, несмотря на очевидную сложность зависимости состава парагенезисов оксидов и гидроксидов алюминия и железа от изменения температуры и атмосферного давления, вполне отчетливо проявляется общая закономерность, которая может быть сформулирована следующим образом: чем выше температура и общее давление в зоне выветривания, тем в большей мере при прочих равных условиях гиббсит-гётитовая ассоциация должна замещаться бёмит-гематитовой. Причем смена этих парагенезисов вполне удовлетворительно (по крайней мере относительно термического режима) согласуется с существующими представлениями о допустимом уровне P – T -условий на поверхности Земли ($T \leq 100^\circ$ С, $P \sim 1$ атм). Если это так, то вполне логично (хотя бы в качестве гипотезы) принять, что изменение во времени от палеозоя к кайнозою



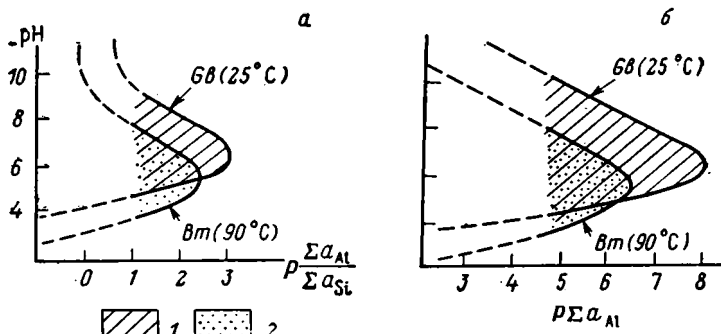
Фиг. 7. Оценка изменения минимальной температуры латеритного бокситообразования (на основе термодинамического анализа равновесного состояния основных минеральных парагенезисов бокситов)

минерального состава бокситов, выявленное на основе эмпирических материалов [3, 6, 7, 10, 16 и др.], связано с уменьшением средней температуры на поверхности Земли, по крайней мере для областей бокситообразования.

В связи с этим нетрудно выполнить оценку уровня $P - T$ -условий поверхности Земли для ее фанерозойского этапа развития (фиг. 7). Как следует из этой оценки, термический режим в зоне выветривания от палеозоя к кайнозою изменялся в весьма широких пределах — от 20 до 90° C ($P = \text{const}$), причем наиболее резкие изменения, видимо, приходились на границу девона — карбона, поздний мел и плиоцен-четвертичный возрастной интервал. Не претендуя на абсолютную точность указанных значений температуры (в связи с возможными погрешностями в определении использованных для расчетов констант, отклонением реальных составов и структуры минералов от использованных при оценке, неучтенном влиянии реальных составов выветривающихся растворов и др.), следует, однако, отметить, что выявленную закономерность нельзя не учитывать при оценке бокситообразования в различные геологические эпохи.

Смена во времени от палеозоя к кайнозою бемит-гематитового парагенеза на гидроксит-гётитовый при одновременном снижении температуры в сфере выветривания повлекли за собой существенное изменение концентрационных параметров рудогенных растворов в латеритных профилях выветривания [6], например, для боксито- и гидрокситообразования при температуре соответственно 90 и 25° C. При этом резко уменьшились равновесные концентрации алюминия, железа и кремния, необходимые для образования основных рудообразующих минералов, и заметно расширился «разрешенный» для бокситообразования диапазон колебаний предельно допустимых значений pH растворов и соотношений в них концентраций Al и Si.

Следствием этих изменений явилась коренная трансформация условий бокситообразования и ряда существенных свойств продуктов выветривания в период формирования мезозойских и в особенности более молодых латеритных профилей. При латеритном бокситообразовании в эти эпохи: снизилась роль аморфных фаз при образовании минералов бокситов; возросла степень кристалличности образующихся минералов и скорость их формирования; резко уменьшилась сорбционная способность свежееобразованных минеральных фаз, что привело к снижению концентрации элементов-примесей в бокситовом веществе в целом; существенно расширился спектр горных пород, по которым могло происходить бокситообразование, причем главным образом за счет пород,



Фиг. 8. Предельно допустимые для бокситообразования величины $\Sigma a_{Al}/\Sigma a_{Si}$ (а) и Σa_{Al} (б) в зависимости от pH растворов. Заштрихованные участки — наблюдаемые в природных условиях и экспериментах области колебания указанных величин, «разрешающие» образование гиббситовых (1) и бёмитовых (2) бокситов

обогащенных щелочными и щелочно-земельными элементами, а также кремнием.

Расширение «всеядности» бокситообразующего процесса привело к росту экстенсивности бокситообразования и соответственно к увеличению запасов рассматриваемых руд.

Таким образом, нам представляется возможным не только представить эволюцию вещественного состава бокситов за фанерозойское время в относительно полном и совокупном виде, но и понять и сформулировать те причины и «механизмы», которые эту эволюцию вызывают, контролируют и обеспечивают.

Литература

1. Акаёмов С. Т., Пастухова М. В., Теняков В. А., Ясаманов Н. А. Тезисы докладов семинара по генезису бокситов. М.: Недра, 1974. С. 34—37.
2. Акаёмов С. Т., Пастухова М. В., Теняков В. А., Ясаманов Н. А. Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975. С. 50—59.
3. Бардошиш Д. Карстовые бокситы. М.: Мир, 1981. 456 с.
4. Бронево В. А., Куликова Г. В., Михайлов Б. М. Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980. С. 217—228.
5. Бронево В. А., Теняков В. А. Основные физико-химические параметры латеритного процесса (применительно к гиббситовым бокситам)//Докл. АН СССР. 1976. Т. 228. № 1. С. 192—194.
6. Бронево В. А., Теняков В. А. Основные особенности условий формирования первично-бёмитовых бокситов//Докл. АН СССР. 1976. Т. 228. № 4. С. 954—957.
7. Бронево В. А., Зильберминц А. В., Теняков В. А. Средний химический состав бокситов и его эволюция во времени//Геохимия. 1985. № 4. С. 435—446.
8. Бушинский Г. И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 411 с.
9. Валетон И. Бокситы. М.: Мир, 1974. 86 с.
10. Горбачев Б. Ф. Геологическое значение ресилификации бокситов//Генезис бокситов. М.: Наука, 1966. С. 68—75.
11. Мамедов В. И., Бронево В. А., Макстенок И. О. и др. Режим грунтовых вод — основной контролирующий фактор минералого-геохимической зональности кор выветривания на Либерийском щите//Литология и полез. ископаемые. 1983. № 1. С. 3—11.
12. Михайлов Б. М. Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука. 1975. С. 126—134.
13. Михайлов Б. М. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977. С. 179—184.
14. Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 240 с.
15. Теняков В. А., Ясаманов Н. А. Палеогеографические и геохимические критерии прогнозирования месторождений бокситов. М.: Недра, 1985. 188 с.
16. Хардер Е. Происхождение бокситов. М.: Изд-во иностр. лит. 1959. 7 с.
17. Ходаковский И. Л., Каторча Л. В., Куяненко Н. С. Термодинамические свойства соединений, образующихся в системе, и их равновесные соотношения в интервале температур 25—300° С//Геохимия. 1980. № 11. С. 1606—1624.
18. Patterson S. H. Bauxite reserves and potential aluminium resources of the World//Bull. U. S. Geol. Surv. 1967. № 122. P. 160—178.

УДК 553.32 : 551.735 (574.11)

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА МАРГАНЦЕНОСНЫХ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

ШАРКОВ А. А.

В статье освещены особенности строения и состава марганценосных отложений Зианчуринского рудного поля. Приведены новые данные о характере распределения оруденения во вмещающих породах, химическом и минеральном составе окисленных марганцевых руд. Рассмотрен механизм накопления марганца в опоквидных силицитах.

Нижнекаменноугольные отложения значительно распространены на западном склоне Южного Урала, где они прослеживаются узкой меридиональной полосой в пределах зоны линейной складчатости вдоль западного борта Зилаирского синклинория.

В рассматриваемом районе эти отложения относятся к карбонатно-терригенно-кремнистой марганценосной формации, с которой связаны многочисленны рудопоявления и мелкие месторождения марганца, известные в литературе под общим названием Зианчуринского месторождения [1]. Отличительными особенностями этой формации являются ее принадлежность только к визейскому возрасту и широкое распространение марганцевого оруденения, которое отмечается в кремнисто-глинистых породах на протяжении до 100 км.

Марганценосность нижнекаменноугольных отложений Зианчуринского рудного поля изучалась в годы Отечественной войны [1] и в последнее десятилетие.

Тем не менее до настоящего времени перспективы их на выявление промышленных месторождений марганца все еще остаются неясными из-за отсутствия данных о характере распределения оруденения во вмещающих породах и минеральном составе марганцевых руд в зоне окисления и на глубине.

Исследования нижнекаменноугольных марганценосных отложений Зианчуринского района, проведенные автором в 1981—1984 гг., позволили выявить некоторые особенности строения и состава рудных образований, а также в значительной мере уточнить механизм накопления марганца.

Общая характеристика марганценосных отложений. В Зианчуринском районе сосредоточено подавляющее большинство марганцево-рудных проявлений западного склона Южного Урала. Все они связаны с нижнекаменноугольными отложениями, которые прослеживаются в виде непрерывной полосы шириной 6—15 км на многие десятки километров с севера на юг — от широтного течения р. Большой Ик до р. Акберды.

В нижнем карбоне рассматриваемого района выделяются турнейский, визейский и намурский ярусы. Турнейский ярус представлен двумя свитами. Нижняя — ямашлинская — сложена силицитами и известняками с подчиненными прослоями аргиллитов. Ритмичное чередование пород различного состава придает отложениям ямашлинской свиты облик флиша. Мощность ее изменяется по простиранию с севера на юг от 150 до 350 м. Верхнюю часть турнейского яруса образует мазитовская свита, которая залегает с постепенным переходом на ямашлинской. Главную роль в ее разрезе играют аргиллиты, значительно меньшую — песчаники, изредка встречаются прослои известняков. Мощность свиты в северной части района составляет 120—190 м, а к югу увеличивается до 500 м.

В визейском ярусе довольно четко выделяются куруильская и иткуловская свиты, а также нижняя часть бухарчинской свиты.

Куруильская свита в нижней части сложена чередующимися слоями (по 0,3—2 м) известняков, аргиллитов и силицитов. Соотношение первых двух в разрезе пачки примерно равное, силициты имеют подчиненное значение. По результатам исследований, проведенных в 1974—1977 гг. А. А. Макушиным, в основании разреза куруильской свиты выделяется марганцево-рудный (серегуловский) горизонт, представленный ритмично переслаивающимися окремненными известняками, кремнистыми аргиллитами и опоковидными силицитами, с преобладанием последних. Марганцевое оруденение концентрируется преимущественно в опоковидных породах и в меньшей степени в известняках. Ширина выходов серегуловского рудного горизонта колеблется от 10 до 40 м.

Верхнюю часть куруильской свиты составляют известняки с маломощными (0,1—1,5 м) прослоями аргиллитов и силицитов. Мощность отложений этой свиты постепенно увеличивается с севера на юг от 110 до 300 м. В южной части района известняки полностью замещаются песчаниками и аргиллитами.

Иткуловская свита согласно с постепенным переходом перекрывает куруильские отложения. В разрезе главную роль играют аргиллиты, среди которых наблюдаются тонкие (0,1—0,3 м) прослои и маломощные (2—5 м) пачки известняков и силицитов. В южном направлении в глинистых породах постепенно увеличивается примесь песчаного и известкового материала. В прослоях (0,2—1 м) опоковидных силицитов, встречающихся по всему разрезу иткуловской свиты и прослеживающихся на расстоянии до 200 м, спорадически отмечаются железомарганцевые скопления, образующие небольшие рудные тела. Из-за высокой концентрации железа и ограниченного распространения на площади эти руды не представляют практического интереса. В иткуловской свите нередко присутствуют также сильноизвестковистые полимиктовые песчаники, в которых по сколам трещин наблюдаются гидроокислы железа и марганца. Общая мощность отложений иткуловской свиты меняется по простиранию с севера на юг от 135 до 500 м.

Бухарчинская свита охватывает нерасчлененные отложения визейского и намюрского ярусов. Она повсеместно сложена преимущественно известняками, которые по текстурным и другим признакам делятся на две разные по мощности пачки. Нижнюю пачку образуют известняки, слоистые кремнистые, органогенные, с редкими прослоями силицитов и песчаников, мощностью, не превышающей 80 м. Верхнюю пачку составляют известняки толстослоистые, битуминозные, с маломощными линзами кремней, мощностью до 270 м. Известняки нижней пачки относятся к верхам визейского яруса, верхней — к намюрскому.

В описываемом районе устанавливаются многочисленные продольные надвиги, расчленяющие осадочные образования на отдельные тектонические чешуи, последовательно надвинутые друг на друга с востока [2], которые сближены так сильно, что обнажаются только их лобовые зоны.

Нижнекаменноугольные марганценозные отложения составляют антиклинали, развитые вдоль фронтальных частей чешуй. Они интенсивно дислоцированы и характеризуются крутым залеганием под углами 50—70°, а местами имеют вертикальное и даже запрокинутое падение. Отличительной чертой антиклинальных структур является весьма значительная их протяженность, измеряемая многими десятками километров при ширине всего 1—4 км. Антиклинальные зоны имеют асимметричное строение. Западные крылья их обычно круче восточных. Шарниры линейных структур весьма полого (доли градусов) погружаются к югу.

На территории Зиянчуринского района Ю. В. Казанцев [2] выделяет Верхнебикбердинскую и Богдановскую антиклинали, в ядрах которых обнажаются нижнекаменноугольные марганценозные отложения.

Особенности строения и состава серегуловского рудного горизонта. Серегуловский марганцево-рудный горизонт прослеживается более чем

**Результаты спектрального микросиликатного анализа безрудных
глинисто-кремнистых пород серегуловского горизонта, %**

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	MnO ₂
Силицит буровато-желтый	85,8	3,10	6,20	0,12	0,35	0,55	0,16
	81,1	6,80	8,30	0,18	0,90	1,0	0,12
Силицит светло-серый	88,0	4,20	2,30	0,13	0,30	0,80	0,14
	87,0	4,0	2,50	0,14	0,40	0,80	0,08
	85,2	6,70	2,90	0,15	0,90	0,90	0,10
	85,5	4,10	2,80	0,16	0,40	0,80	0,14
Среднее	84,1	4,80	4,20	0,15	0,55	0,80	0,12

на 80 км. Главной особенностью его строения является ритмичное пере-слаивание различных глинистых, карбонатных и кремнистых пород, в которых наблюдается неравномерное распределение марганцевого ору-денения.

В серегуловском горизонте нередко отмечаются прослои (0,2—1 м) аргиллитов зеленовато-серого, темно-зеленого или оливково-зеленого цвета. Обычно они тонколистоватые, или плитчатые, реже встречаются комковатые разности с раковистым изломом, жирные на ощупь. По вещ-ественному составу среди аргиллитов выделяются кремнистые хлори-тово-слюдистые, известково-кремнистые и кремнисто-слюдистые. Содер-жание окислов марганца в аргиллитах колеблется в пределах от 0,4 до 0,8% и составляет в среднем 0,55%.

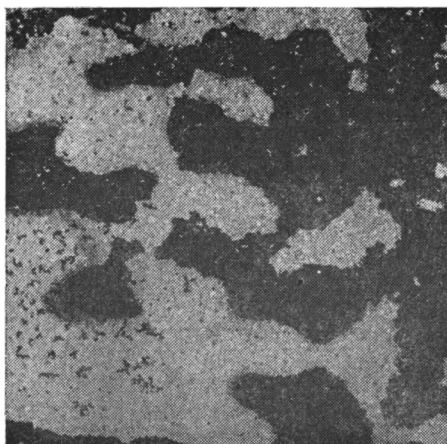
Карбонатные породы в составе серегуловского горизонта играют бо-лее значительную роль, чем глинистые. Они представлены маломощны-ми (0,2—1 м) прослоями известняков двух типов. К первому, наиболее распространенному, относятся массивные тонко- и толсто плитчатые пе-литоморфные известняки темно-серого, реже серого цвета, в различной степени кремнистые. Второй тип образуют темные спонгиевые мелкодет-ритовые окремненные известняки. В карбонатных породах нередко на-блюдаются небольшие (до 2 мм) гнезда и тонкие (0,2—0,5 мм) секущие прожилки марганцевых руд. Они, как правило, значительно чаще встре-чаются в мелкодетритовых известняках, чем в пелитоморфных, что объ-ясняется их различным литологическим составом. Первые интенсивнее окремнены и обогащены рудными компонентами. Содержание окислов марганца в них колеблется от 6,2 до 7,80%, достигая в среднем 7%, тог-да как в пелитоморфных известняках оно не превышает в среднем 2,1%.

Наиболее важную роль в составе продуктивного горизонта играют глинисто-кремнистые породы, представленные многочисленными про-слоями (0,2—2 м) опоконидных силицитов, в которых локализуется основ-ная масса соединений марганца. Обычно они залегают согласно с вме-щающими известняками и аргиллитами, довольно четко выделяясь в раз-резе пестрой окраской и тонкоплитчатым строением.

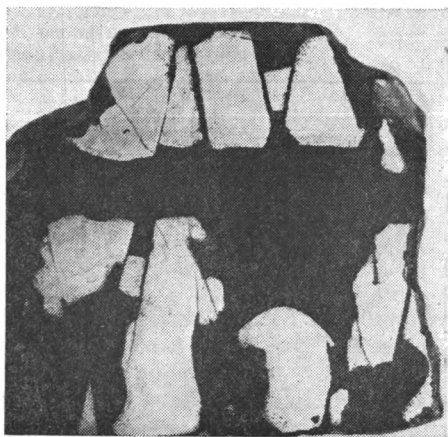
Опоковидные силициты представляют собой кремнистую микропори-стую породу оливкового, буровато-желтого и светло-серого (до белесо-го) цвета, сложенную кремнеземом (халцедоном) с примесью кварца и тонкодисперсного глинистого вещества. Эти породы характеризуются неоднородным строением и различной интенсивностью замещения их гидроокислами марганца. Даже в пределах отдельных рудных прослоев наблюдается неравномерное распределение соединений марганца: в од-них местах они почти полностью замещают основную массу опоконид-ных силицитов, в других — только небольшую ее часть.

Безрудные опоконидные силициты характеризуются весьма значи-тельным количеством кремнезема и очень низким содержанием марган-ца (табл. 1).

Главными пороодообразующими минералами являются халцедон и кварц, в небольшом количестве присутствуют монтмориллонит, гидро-слюда, каолинит, хлорит, кальцит и гетит.



Фиг. 1. Замещение гидроокислами марганца опоковидных силицитов (шлиф 34, увел. 5, ник. один)



Фиг. 2. Реликтовые участки опоковидных силицитов в рудной массе (обр. 69, натур. вел.)

В серегуловском горизонте марганцевое оруденение представлено двумя морфологическими типами. К первому относятся тонкие прожилки и прослои (0,5—1,0 см, реже 3—5 см) соединений марганца. Обычно они заполняют различного рода трещинки в опоковидных силицитах. Вторым тип образуют гидроокислы марганца, пропитывающие и замещающие тонкодисперсную глинисто-кремнистую массу опоковидных пород (фиг. 1). Сохранившиеся от замещения реликтовые участки вмещающих пород как бы погружены в рудную массу (фиг. 2), которая нередко разъедает их периферийные зоны и проникает в глубь опоковидных силицитов.

Интенсивность замещения вмещающих пород рудным веществом определяется их строением. В силицитах, обладающих сильной пористостью, как правило, наблюдается максимальное замещение глинисто-кремнистой массы, а в слабопористых — минимальное. Значительную роль в замещении вмещающих пород также играют и трещинки, по которым соединения марганца просачиваются в опоковидные силициты и пропитывают их (фиг. 3).

В результате замещения вмещающих пород гидроокислами марганца возникают рудные агрегаты двух типов. К первому относятся руды с цементной структурой, в большой степени повторяющие текстурные и структурные особенности опоковидных силицитов. Вследствие избирательной способности марганцево-рудного процесса замещения текстурный рисунок и тип структуры опоковидных пород нередко подчеркиваются и становятся более явственными. Второй тип встречается очень редко и характеризуется метасоматическим развитием кристаллических агрегатов стеблевидной формы и выделениями пизолитов размером до 0,5 см, которые располагаются по плоскостям наложения глинисто-кремнистых пород.

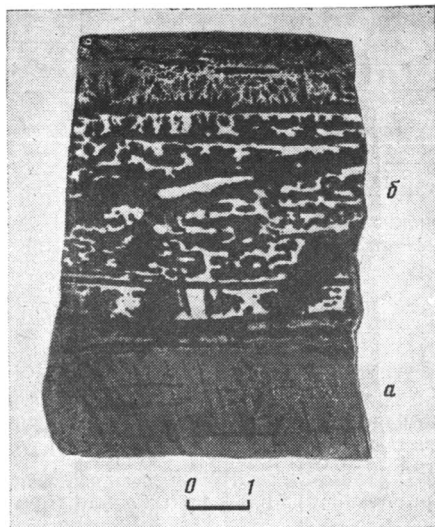
Весьма характерной особенностью марганцевого оруденения является его приуроченность преимущественно к опоковидным силицитам. Контакты последних с известняками обычно подчеркнуты резкой границей распространения гидроокислов марганца, что объясняется различной проницаемостью этих пород (фиг. 4). Даже в тех случаях, когда в приконтактной зоне трещинки пересекают известняки и силициты, марганцевое оруденение локализуется главным образом в глинисто-кремнистой массе последних (фиг. 5).

Рудоносные опоковидные силициты по химическому составу существенно отличаются от безрудных. В них отмечается значительное уменьшение содержания кремнезема и резкое увеличение концентрации соединений марганца, а также повышенное количество карбонатов (табл. 2).



Фиг. 3

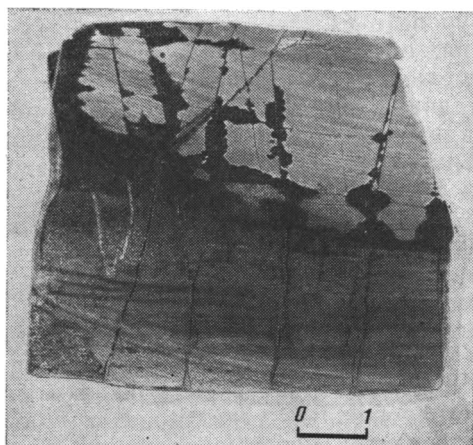
Фиг. 3. Трещинки в опоковидных силикатах, заполненные гидроокислами марганца (шлиф 86, увел. 6, ник. один)



Фиг. 4

Фиг. 4. Неравномерное распределение марганцевого оруденения в зоне контакта известняков (а) и силицитов (б); обр. 96

Фиг. 5. Характер распределения гидроокислов марганца на контакте известняков (а) и силицитов (б); обр. 89



Фиг. 5

По данным рентгеноструктурных анализов, опоковидные марганценозные породы серегуловского горизонта представлены главным образом кварцем (халцедоном), каолинитом и кальцитом.

Особенности распределения марганцевого оруденения на площади. Марганценозные отложения серегуловского горизонта прослеживаются почти повсеместно по простирацию в осевых частях антиклинальных складок в пределах рудного поля на десятки километров. Детальное изучение разрезов рудного горизонта на различных участках показало, что интенсивность марганцевой минерализации опоковидных пород находится в прямой зависимости от степени их изменения. Так, в южной части рудного поля марганценозные силициты характеризуются значительным кремнением и буровато-желтой окраской, обусловленной повышенным количеством гидроокислов железа. Концентрация марганца в них, как правило, невысокая (от 8 до 21,5%). Замещение вмещающих пород рудным веществом здесь выражено слабо.

К северу, в центральной части описываемой площади, в разрезе рудного горизонта наряду с буровато-желтыми омарганцованными силицитами нередко встречаются и светло-серые (обесцвеченные). В последних по сравнению с буровато-желтыми количество кремнезема и железа уменьшается, тогда как содержание гидроокислов марганца возрастает до 35%. В северной части исследуемой площади в серегуловском гори-

Химический состав глинисто-кремнистых марганцевых пород
серегуловского горизонта, %

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	MnO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	Сумма
Силицит опоковидный	60,0	5,10	6,50	0,20	4,00	3,60	13,4	0,16	0,40	6,70	100,06
	55,8	4,60	6,20	0,20	4,60	2,30	19,4	0,16	0,40	6,20	99,86
	59,0	5,50	4,70	0,40	4,30	3,50	14,3	0,14	0,70	7,10	99,64
	60,8	4,70	5,00	0,25	4,60	1,25	15,2	0,16	0,50	7,20	99,66
	60,5	4,40	6,40	0,10	4,50	0,60	17,2	0,14	0,40	5,50	99,74
	62,5	2,40	6,60	0,10	4,50	0,70	17,2	0,14	0,40	5,40	99,94
	59,0	4,80	3,80	0,10	3,80	0,80	20,5	0,10	0,60	6,50	100,0
Среднее	59,7	4,50	5,60	0,20	4,30	1,80	16,7	0,14	0,50	6,40	99,84
Силицит опо- ковидный известкови- стый	47,5	4,20	2,90	0,20	14,2	0,30	18,5	0,14	0,60	11,2	99,74
	55,6	5,50	5,60	0,30	10,0	1,80	13,0	0,14	0,60	7,40	99,94
	49,9	4,60	4,50	0,20	10,7	2,00	16,2	0,14	0,50	11,0	99,74
Среднее	51,0	4,80	4,30	0,26	11,6	1,40	15,9	0,14	0,56	9,90	99,86

зонте светлые (белесые) марганцевые силициты преобладают над буровато-желтыми, при этом содержание марганца в рудных образованиях обесцвеченных силицитов достигает 60%, а количество кремнезема уменьшается почти в 2 раза по сравнению с буровато-желтыми. Максимальная степень марганцевой минерализации и обесцвечивания опоковидных силицитов обычно фокусируется в тех интервалах рудного горизонта, где наблюдаются дизъюнктивные нарушения.

На северном участке интенсивность замещения вмещающих пород рудным веществом проявляется наиболее резко, что, вероятнее всего, объясняется их близостью к источнику поступления марганцевых растворов. По нашему мнению, этот источник находился севернее рассматриваемого района, в зоне Мурадымовского разлома, протягивающегося в широтном направлении по р. Большой Ик.

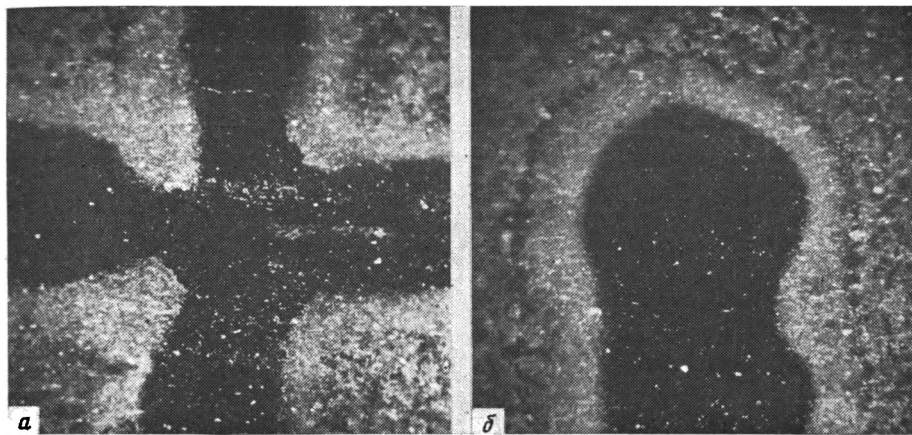
Краткая характеристика марганцевых руд. Рассмотренные выше текстурные и структурные признаки марганцевых руд в общем отражают их наложенный характер. Эти руды подвергались гипергенным преобразованиям, которые в значительной степени завуалировали основные черты, характеризующие первичную природу марганцевых образований, и в конечном итоге определили особенности их химического и минерального состава.

Нами были отобраны и проанализированы штучные пробы марганцевых руд, вскрытых канавами на различных участках Зианчуринского рудного поля. Состав марганцевых руд серегуловского горизонта приведен в табл. 3, из которой видно, что рудные скопления, локализуемые в буровато-желтых опоковидных силицитах, существенно отличаются по содержанию основных компонентов от тех, которые сосредоточены в светло-серых (обесцвеченных) силицитах.

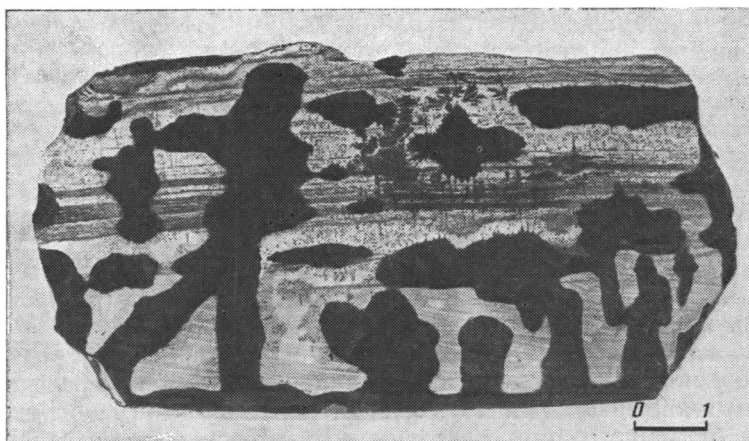
Так, количество кремнезема в рудах из буровато-желтых, силицитов в 2 раза больше, а содержание марганца вдвое меньше, чем в рудах из обесцвеченных опоковидных пород, что объясняется более интенсивным влиянием рудоносных растворов на последние.

Согласно данным химических анализов, окисленные руды серегуловского горизонта относятся к кремнисто-марганцевым с небольшой примесью карбонатного железа (сидерита) и низким содержанием серы и фосфора.

Детальные минерографические исследования марганцевых руд позволили установить присутствие в них следующих минералов: тодорита, псиломелана (криптомелан), рансьеита, вернадита, пиролюзита, гётита и гематита, которые отражают влияние различных процессов на формирование марганцевого оруденения.



Фиг. 6. Обесцвеченные участки буровато-желтых силицитов вблизи трещинок (а) и апофиз (б) с марганцевой минерализацией (шлиф 56, увел. 20, ник. один)



Фиг. 7. Обесцвеченный силицит с марганцевым оруденением; обр. 86

Главными рудными минералами являются тодорокит, криптомелан и рансьеит, реже встречается пиролюзит и в единичных случаях — вернадит.

Распределение этих минералов в пределах Зианчуринского рудного поля неравномерное. Так, в центральной части поля преимущественно распространены только тодорокит и криптомелан, иногда отмечается гётит, тогда как в северной широко развиты тодорокит и рансьеит. Минеральный состав руд серегуловского горизонта указывает на их однородность и принадлежность к зоне гипергенеза.

О происхождении марганцевых руд. Происхождение марганцевых руд в нижнекаменноугольных отложениях Зианчуринского района объясняется различными исследователями по-разному. Так, по мнению А. Г. Бетехтина [1], накопление марганцевых руд происходило в прибрежной зоне морского бассейна. Исходя из этого он рассматривал марганцево-рудные проявления Зианчуринского рудного поля как осадочные. Другие исследователи относят марганцевое оруденение серегуловского горизонта к эксгальационно-осадочным седиментационно-диагенетическим образованиям.

Приведенные нами новые фактические данные позволяют уточнить механизм формирования марганцевых руд в нижнекаменноугольных отложениях Зианчуринского района. Прежде всего следует особо подчеркнуть, что изучаемые объекты находятся в зоне гипергенеза, где они подверглись интенсивному выветриванию и окислению. Это обстоятель-

Компонент	Марганцевые руды в буровато-желтых силицитах							Среднее
SiO ₂	59,0	60,0	46,3	50,5	57,3	57,5	55,2	55,1
Al ₂ O ₃	4,80	3,50	2,50	3,20	2,60	3,20	2,30	3,16
Fe ₂ O ₃	3,86	2,80	3,00	4,20	3,50	4,52	4,80	3,80
TiO ₂	0,13	0,10	0,08	0,10	0,06	0,05	0,06	0,08
CaO	3,65	1,40	3,20	2,90	2,00	2,00	3,00	2,62
MgO	0,87	1,10	1,30	1,50	1,10	0,80	1,00	1,10
MnO	2,40	3,40	4,40	2,50	3,20	2,90	2,30	3,00
MnO ₂	18,1	21,2	30,6	26,2	23,3	21,6	23,1	23,4
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,08	0,20	0,10	0,12	0,10	0,11
Na ₂ O	0,12	0,20	0,15	0,15	0,15	0,15	0,12	0,15
K ₂ O	0,50	0,40	0,30	0,20	0,20	0,20	0,20	0,30
П. п. п.	6,30	5,80	8,10	8,30	6,50	7,00	7,80	7,16
Сумма	100,01	99,96	100,01	99,95	100,01	100,04	99,98	99,98

ство в значительной степени затрудняет определение их первичной природы.

Тем не менее фактический материал, имеющийся в нашем распоряжении, позволяет сделать некоторые **выводы**:

марганцевое оруденение в пределах Зианчуринского рудного поля имеет наложенный характер;

рудные образования серегуловского горизонта произошли путем метасоматического замещения окислами и гидроокислами марганца ранее сформированных глинисто-кремнистых пород;

соединения марганца привносились в опоковидные силициты термальными растворами, которые проникли в них по трещинам и пропитывали их основную пористую массу.

В буровато-желтых сильно окремненных силицитах нередко следы проникновения марганценозных растворов по взаимно пересекающимся трещинам и апофизам (фиг. 6). Вмещающие породы в непосредственной близости от этих трещин осветлены, что объясняется воздействием на них минерализованных растворов.

Опоковидные силициты как менее окремненные и сильнопористые подверглись более интенсивному воздействию термальных рудоносных растворов, что обусловило их полное обесцвечивание и максимальное замещение гидроокислами марганца (фиг. 7).

По нашему мнению, марганценозные термальные растворы поступали по разломам из более глубоких горизонтов в ядра антиклинальных структур, где они циркулировали по дизъюнктивным нарушениям. Образование марганцевых руд происходило в результате разгрузки термальных растворов в опоковидных силицитах.

Таким образом, можно предполагать наличие эндогенного источника марганцевого оруденения, который, вероятнее всего, находился в районе Мурадымовского разлома. Генезис марганцевых руд серегуловского горизонта и их промышленную ценность на данном этапе исследований определить не представляется возможным из-за отсутствия буровых скважин на площади Зианчуринского рудного поля. В связи с этим первичная природа марганца в изученных рудах пока не может быть достоверно установлена. Тем не менее, по имеющимся у нас в настоящее время данным, можно предположить, что в силицитах марганец первоначально накапливался в процессе их седиментации.

В дальнейшем, после вывода этих пород в зону гипергенеза, рудное вещество привносилось в опоковидные породы серегуловского горизонта циркулирующими термальными растворами за счет мобилизации марганца как из нижележащих пород с рассеянными в них соединениями марганца, так и из рудных тел, залегающих в более глубоких горизонтах, и, наконец, марганец мог поступать за счет глубинного источника.

серегуловского горизонта

Марганцевые руды в светло-серых силицитах						Среднее
26,6	32,1	20,1	39,4	21,2	29,8	28,2
2,60	2,30	1,90	2,50	0,90	2,90	2,18
2,90	2,50	4,60	5,20	3,64	3,20	3,67
0,10	0,07	0,06	0,09	0,06	0,08	0,08
3,50	1,70	2,60	2,00	2,70	2,60	2,54
1,20	1,20	1,90	2,00	1,10	2,40	1,65
14,0	5,60	7,60	4,40	6,30	5,60	7,28
38,8	45,7	48,6	34,0	53,6	41,3	43,7
0,08	0,09	0,10	0,09	0,08	0,09	0,09
0,30	0,30	0,40	0,30	0,30	0,30	0,32
0,50	0,40	0,40	0,30	0,30	0,30	0,37
9,20	8,00	11,7	9,40	9,40	11,3	9,83
99,78	99,96	99,96	99,68	99,58	99,87	99,91

Окончательный ответ на эти вопросы будет получен в результате проведения буровых работ, которые позволят вскрыть первичные марганцевые руды нижнекаменноугольного возраста на глубине, ниже зоны гипергенеза, определить их генетический тип и промышленную ценность.

Литература

1. Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 212 с.
2. Казанцев Ю. В. Структурная геология Предуральяского прогиба. М.: Наука, 1984. 64 с.

Мингео СССР,
Москва

Поступила в редакцию
15.III.1985

УДК 553.32(574)

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ МАРГАНЦЕВЫХ РУД МАНГЫШЛАКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.

СООБЩЕНИЕ 1. ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

СОКОЛОВА Е. А., ДВОРОВ В. И.

В статье подробно рассматривается геологическое положение Мангышлакского месторождения, дается характеристика вмещающих его отложений, а также особенностей состава и строения продуктивной пачки и связанных с ней марганцевых руд. С геологических и геохимических позиций обосновывается положение о том, что первичными на месторождении являются только карбонатные руды. Впервые рассматривается процесс становления образований (кариолитов), возникающих в процессе окисления карбонатных руд.

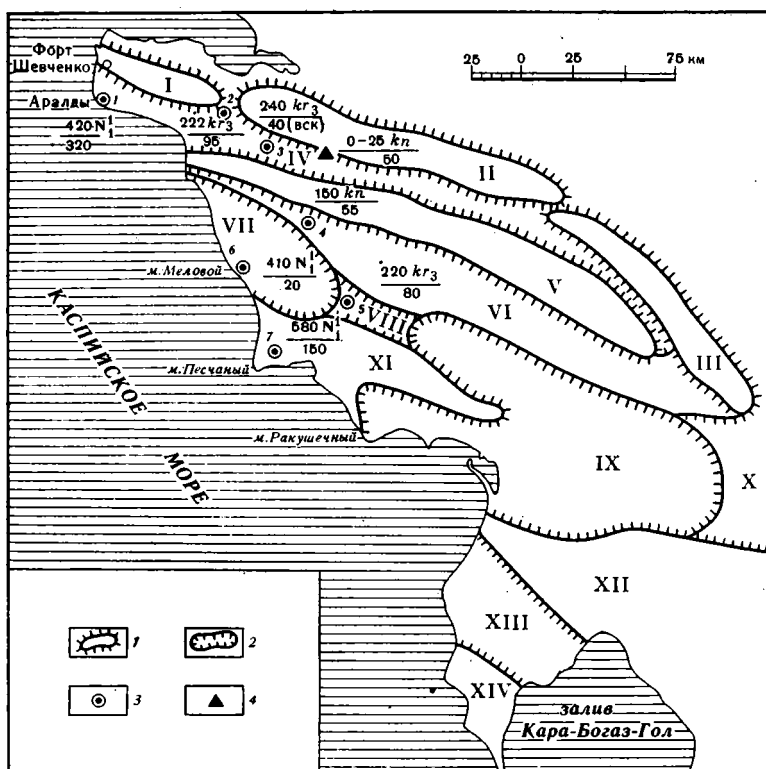
Проблема происхождения марганцевых месторождений олигоценовой провинции юга СССР неизменно привлекает внимание геологов и до сих пор остается нерешенной. Нет единой точки зрения и на генезис объекта наших исследований — Мангышлакское месторождение. Ограничивая рамки исследования одним месторождением, обращаем внимание на следующее обстоятельство: все месторождения олигоценовой провинции имеют много общих черт и их несомненное сходство позволяет допустить, что некоторые закономерности, установленные для одних месторождений, могут оказаться справедливыми и для остальных, т. е. несут общий характер.

Представления о генетической природе марганцевых руд Мангышлакского месторождения различны. Несовпадение взглядов прежде всего проявляется в вопросе об источнике рудного вещества: одни исследователи считают, что таковым являлась кора выветривания, другие связывают поступление рудных соединений с вулканической деятельностью. В зависимости от этих представлений генезис месторождения определяется либо как нормально-осадочный, либо как вулканогенно (гидротермально)-осадочный. Более подробно существующие генетические концепции будут рассмотрены после изложения фактического материала.

Для решения проблемы генезиса руд должен быть привлечен обширный геологический материал, включающий не только данные по месторождению, но и информацию о его общих геологических позициях, а также об особенностях рудовмещающих отложений (как слагающих продуктивную пачку, так и развитых за ее пределами). Именно на базе такого комплексного подхода и решаются коренные вопросы исследования — выяснение источника рудного вещества и формирование месторождения.

Мангышлакское месторождение локализуется в нижней части майкопской серии (олигоцен — нижний миоцен), среди отложений среднего олигоцена (кюлюсская свита). Серия представлена комплексом терригенных, преимущественно глинистых пород, которые подстилаются мергелями эоцена. Переход от карбонатных образований к терригенным постепенен, но осуществляется быстро, через пачку известковистых глин. Верхние горизонты майкопской серии повсеместно размыты. Судя по сохранившимся отложениям, можно заключить, что ее первоначальная мощность превышала 800 м.

Олигоценовый бассейн был унаследованным, но ему были свойственны черты, существенно отличающие его от бассейна эоценовой эпохи. Начало олигоцена характеризовалось резким возрастанием прогибания,



Фиг. 1. Схема расположения основных структурных элементов Южно-Мангышлакского плато и сопредельных территорий п-ова Мангышлак и Северного Прикарабагазья [14]. I — антиклинальные зоны; 2 — синклиналильные зоны; 3 — точки, в которых определены мощности отложений майкопской серии: в числителе — мощность надрудной части серии (начиная от кенджапинской свиты с указанием индекса свиты, венчающей разрез), в знаменателе — мощность подрудной и рудоносной частей серии в объеме узунбасской и куюлусской свит (вск. — вскрытая часть разреза); 4 — Мангышлакское марганцевое месторождение. I — Тубкараганская антиклинальная зона; II — Каратауская мегантиклиналь; III — Тумгачинская линия антиклинальных складок; IV — Чакырганская синклиналильная зона; V — Бекебашкудукская антиклинальная зона; VI — Жетыбайская структурная терраса; VII — Сегендыкская синклиналиль; VIII — Карагинская седловина; IX — Карабахинская синклиналиль; X — Карынжарыкская седловина; XI — Поднятие м. Песчаного; XII — западное погружение Туакырской мегантиклинали; XIII — Мазарлинский прогиб; XIV — Карабогазский свод

на фоне которого происходила отчетливая дифференциация дна бассейна: в его пределах явно обозначились краевые шельфовые области и глубоководные котловинные части, прогибание которых не компенсировалось осадконакоплением [9, 12, 13, 17, 18]. Наряду с развитием этих котловин (фиг. 1, VII и IX) отдельные блоки фундамента испытывали поднятия. Именно в это время отчетливо обозначилась островная суша в пределах современного хр. Каратау (см. фиг. 1, II). Ниже рассматриваются отложения только внутренней зоны шельфа олигоценового бассейна, так как именно с ним связано Мангышлакское месторождение. Эта зона простирается вдоль южного склона хр. Каратау, охватывает Чакырганскую синклиналиль и протягивается к северо-западу на п-ов Тубкараган.

На западе Тубкарагана олигоцен представлен в его полном объеме (см. фиг. 1, точка 1), в восточной части полуострова самые верхние горизонты олигоцена трансгрессивно срезаются среднемиоценовыми отложениями (см. фиг. 1, точки 2 и 3), еще восточнее глубина среза продолжает возрастать и в районе месторождения представлены уже только нижний (узунбасская свита) и частично средний (куюлусская и кенджапинская свиты) подотделы олигоцена. На всей рассматриваемой территории олигоцену отвечает толща слабоалевритистых глинистых пород. Только в среднем крыле Чакырганской синклиналили (в нижних горизон-

Отделы и подразделения	Свиты	Подсвиты	Мощность, м	Номер анализа	Фракция, мм				Тяжелая фракция	CO ₂	C _{орг}	
					0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	0,01				
Олигоцен P ₃	Верхний P ₃	Карагаинская P ₃ ³ kr	32	1	Следы	0,14	17,52	82,34	0,15	0,65	0,20	
				2	»	0,04	15,01	84,95	0,17	1,00	0,27	
				3	—	—	—	—	—	0,60	—	
			104	средняя P ₃ ³ kr ₂	4	—	—	—	—	—	0,58	—
					5	0,02	0,13	17,01	82,84	0,03	Нет	—
					6	—	—	—	—	—	0,30	0,12
					7	—	—	—	—	—	—	—
					8	—	—	—	—	—	—	—
					9	—	—	—	—	—	—	—
					10	0,03	0,3	12,36	87,31	0,65	—	—
					11	—	0,06	—	—	—	0,35	0,08
					12	0,01	0,06	12,22	87,71	0,41	0,25	0,29
	31	нижняя P ₃ ³ kr ₁	13	Следы	2,18	23,60	74,22	0,06	1,50	0,20		
			14	—	—	—	—	—	—	—		
			15	—	—	—	—	—	—	—		
	Средний P ₃	Кенжа-линская	55	16	Нет	0,03	12,96	87,01	Следы	Нет	0,07	
				17	0,12*	3,72*	32,73*	63,44*	»	0,25	0,16	
				18	—	—	—	—	—	0,20	0,14	
		Куялуская	30	19	—	—	—	—	—	5,40*	0,14	
				20	Следы	0,05	24,58	75,37	0,15	0,10	0,20	
				21	»	0,01*	0,08*	99,91*	0,084	7,04*	Нет	
		65	P ₃ ¹ uz	22	»	0,01	17,47	82,52	0,06	0,25	0,27	
				23	0,01	1,38	24,59	74,02	0,33	1,65	1,74*	
				24	—	—	—	—	—	16,20*	0,50	
Пределы измерения содержаний					Нет—0,12	0,04—3,72	0,08—32,73	63,44—99,91	Следы—0,65	Нет—16,20	Нет—1,74	
Среднее содержание					0,01	0,36	17,73	81,83	0,17	0,5	0,18	

Примечание. Здесь и в следующих таблицах тяжелая фракция дается в процентах от фракции 0,1—спектрального полуколичественного анализа, остальные элементы — рентгенофлуоресцентного, 10⁻⁴.

* Значения, не учитываемые при подсчете средних содержаний, здесь и в последующих таблицах.

тах среднего олигоцена) среди глин обособляется небольшое тело песчаных алевролитов. Это скопление песчаных пород среди глин особенно интересно, так как именно с ним связаны залежи марганцевых руд. Подробное описание глинистых пород приведено в работе [11], поэтому ограничимся их краткой характеристикой.

Олигоценные отложения глинистого типа описаны на п-ове Тюбкараган (табл. 1). Этот тип разреза характеризуется непрерывной толщей, преимущественно бескарбонатных, алевролитических глин. Их известковистые разности слагают только нижние 25 м разреза (при общей видимой мощности олигоцена 320 м), но и здесь степень их карбонатности невелика: содержание CO₂ составляет 1—2% и только в базальтных слоях пачки увеличивается вплоть до появления прослоев мергелей (см. табл. 1, анализ 24). Выше по разрезу глины становятся практически бескарбонатными — содержание CO₂ в них обычно <1%. В составе глинистого вещества преобладают смектиты с малым содержанием слюдяных слоев, в меньшей мере гидрослюда, изредка отмечается каолинит.

пород (скв. 1718)

Мп	Fe	Ti	P	Co	Ni	V	Cr	Cu	Pb	Zn	Sr	Ba
0,05	4,32	0,50	Нет	1*	31	190	100	4	10	105	206	329
0,07	4,36	0,51	«	41	70	170	93	3	27	95	184	325
0,08	5,41	0,54	0,1	30	48	220	120	25	35	100	165	316
0,05	4,91	0,55	0,06	20	46	200	110	28	26	121	168	336
0,06	4,11	0,60	0,002	21	48	150	80	38	24	128	158	340
0,07	4,10	0,58	Нет	9	43	170	100	23	28	114	144	359
0,04	6,55	0,55	0,1	21	48	180	100	20	16	115	147	411
0,04	6,14	0,50	0,06	21	61	210	110	1	30	134	149	304
0,05	5,80	0,55	0,06	19	42	200	110	19	31	120	120	298
0,05	5,58	0,56	0,06	20	50	110	65	58	30	131	134	364
0,08	4,18	0,54	Нет	21	67	160	92	30	29	94	—	—
0,05	4,30	0,63	»	28	55	150	85	14	35	116	128	350
0,16	4,40	0,78	0,01	16	36	200	110	2	11	92	146	349
0,15	5,84	0,71	0,1	25	57	160	100	14	20	98	138	352
0,09	4,80	0,61	0,1	1	48	150	120	8	10	101	151	383
0,05	4,05	0,61	Нет	42	58	200	110	68	32	120	142	287
0,15	4,11	0,64	0,001	24	53	210	120	35	26	98	149	320
0,05	3,59	0,64	Нет	34	46	190	110	25	26	129	149	316
0,48*	4,51	0,59	»	73	59	200	100	12	20	98	136	254
0,05	4,02	0,56	0,06	8	39	170	100	25	24	117	151	299
0,52*	8,41	0,48	0,005	50	67	140	100	20	6	77	163	252
0,08	3,72	0,56	Нет	13	13	180	75	10	35	108	160	299
0,05	3,82	0,56	»	29	29	210	100	106*	24	134	219	316
0,16	3,32	0,33	0,006	21	21	110	88	55	5	93	477*	252
0,04—	3,32—	0,33—	Нет—	1—	13—	110—	75—	1—	5—	77—	120—	252—
0,52	8,41	0,78	0,1	73	70	210	120	106	35	134	477	411
0,07	4,60	0,57	0,03	26	47	180	100	23	23	110	148	309

0,01; CO₂, C_{орг}, Мп, Fe, Ti, P—данные химических анализов, %; Co, V и Cr — определены с помощью

Примесь обломочного материала в глинистых породах составляет 12—25%, причем ее величина неоднократно изменяется от слоя к слою, но по разрезу в целом сохраняется на одном уровне. Обломочные зерна, как правило, имеют алевритовую размерность. Песчанистые зерна единичны. Обломки представлены в основном кварцем, реже плагиоклазом. Иногда наблюдается послойное обогащение пород глауконитом и, реже, цеолитами. Характерно присутствие гелефицированного органического вещества, проявляющего тенденцию к образованию сгустков; кроме того, встречаются пиритизированные рыбные остатки и обрывки растительных тканей. В глинах, как правило, содержатся распыленный пирит и мельниквит, спорадически отмечается сидерит (см. табл. 1, анализ 21). Общее относительно повышенное содержание Fe в глинах обусловлено сульфидной минерализацией¹.

¹ Содержания C_{орг} и Fe в толще глин в целом несколько выше, чем это следует из табл. 1. Это вызвано тем, что анализировались образцы, лишенные значительных скоплений органики, с которыми в свою очередь связаны сульфиды Fe.

Средние содержания элементов в глинистых отложениях

Номер скважины	Mn	Fe	Ti	P	Co	Ni	V	Cr	Cu	Pb	Zn	Sr	Ba
1718	0,07	4,60	0,57	0,03	26	47	179	100	23	23	110	148	309
9113	0,06	4,34	0,47	0,12	39	—	200	150	96	33	116	226	322
1805	0,06	3,24	0,40	0,06	19	35	110	57	34	39	107	288	292
Среднее по глинам	0,06	4,06	0,48	0,07	28	41	163	102	51	32	110	241	308
Кларки осадочных пород по А. П. Виноградову	0,067	3,33	0,45	0,077	20	95	130	100	57	20	80	450	800

Примечание. Содержание Mn, Fe, Ti и P даны в процентах, остальных элементов — 10^{-4} %.

При анализе олигоценовой части разреза (скв. 1718) на ряд элементов (см. табл. 1) выяснилось, что содержания большинства из них близки к кларковым и, за редким исключением, сохраняются постоянными на протяжении всего разреза. По сравнению с кларками несколько повышены содержания Fe и понижены — Sr и Ba; Mn держится на кларковом уровне и только в двух случаях (см. табл. 1, анализы 19, 20) его содержание увеличивается примерно до 0,5%.

Олигоценовые глинистые отложения развиты не только на Тюбкарагане. Они прослеживаются от скв. 1718 на несколько десятков километров к юго-востоку в направлении к месторождению, причем их литологические и геохимические особенности почти не изменяются. В табл. 2 для сравнения приводятся средние содержания элементов в глинистых породах описанного разреза и еще по двум скважинам, расположенным в непосредственной близости от места выклинивания песчанистой продуктивной пачки месторождения.

В зоне, переходной от глинистых отложений к песчанистым, степень алевритистости глин начинает возрастать и одновременно с этим намечается тенденция к укрупнению обломочных зерен. Характерно при этом, что увеличение количества кластического материала и его погрубение наблюдаются только в определенном стратиграфическом интервале, отвечающем примерно границе нижнего и среднего олигоцена. Эта «зарождающаяся» песчанистая пачка подстилается и перекрывается обычными слабоалевритистыми глинами. В ее пределах по мере приближения к месторождению все отчетливей начинает обозначаться горизонт с повышенным содержанием марганца. Так, в 5—7 км от основной рудной залежи среди песчанистых отложений уже встречаются мелкие (до 1 см) карбонатные желвачки, содержащие до 25% Mn. В породах, вмещающих эти стяжения, содержание Mn ниже кларкового уровня.

Продуктивная пачка месторождения сложена песчано-алевритовыми отложениями. Эти породы слагают тело площадью около 50 км² и мощностью до 30 м, приуроченное к зоне сочленения северного крыла Чакырганской синклинали с Каратауской мегантиклиналью. Песчанистая пачка занимает интервал разреза, отвечающий нижней части среднего олигоцена (куюлусская свита), согласно залега на глинистых породах нижнего олигоцена. В южной части площади развития песчанистых отложений они согласно перекрываются глинами более высоких горизонтов среднего олигоцена. На севере, при приближении к Каратау, на продуктивную пачку с размывом ложатся слои средне-, а затем верхнеолигоценного возраста. Переход от глинистых пород под- и надрудной пачек к заключенным между ними рудовмещающим песчанистым отложениям осуществляется быстро, чем обуславливается резкая очерченность продуктивной пачки. Глинистые отложения, непосредственно вмещающие продуктивную пачку, по своему составу и геохимическим особенностям близки к глинам, развитым за ее пределами. Следует отметить только, что в глинах подрудной пачки содержание Mn составляет 0,05%, т. е. в распределении этого элемента в глинах проявляется определенная тен-

денция: по мере приближения к месторождению содержания Mn в глинах уменьшаются. Напомним, что в скв. 1718 оно составляло 0,07%, при приближении к продуктивной пачке — 0,06% и на самом месторождении — 0,05%.

Терригенные породы продуктивной пачки представлены в основном песчанистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Среди обломочных зерен преобладает кварц, в меньшем количестве присутствуют измененные полевые шпаты, преимущественно кислые плагиоклазы. В некоторых прослоях в значительном количестве содержится глауконит, минералы группы эпидота и гидротированный биотит. В подчиненном количестве присутствуют обломочки измененных терригенных пород и единичные зерна циркона, турмалина, рутила, апатита, сфена, минералов группы анатаз-брукит, ильменита и лейкоксена; характерные аутигенные образования — опал и, реже, цеолиты. Возможно, аутигенное происхождение некоторой части глауконита. Породы часто содержат спиккулы губок, остатки моллюсков, членистоногих и микрофауну. Промежутки между обломочными зернами выполняются глинистой массой смектитового, реже гидрослюдистого состава, в которой помимо этих основных компонентов постоянно, хотя и в очень малых количествах, присутствуют хлорит, кварц и цеолиты из группы гейландита. В прослоях, обогащенных спиккулами губок, в цементирующей массе содержится опал. Цементация непрочная, эффективная пористость пород, по данным Ж. В. Домбровской [10], составляет 39—49%, объемный вес — 1,44—1,62 г/см³.

Описываемые образования, как правило, бескарбонатны и не содержат органического вещества (табл. 3). Только в тех случаях, когда продуктивная пачка непосредственно перекрывается миоценовыми известняками, в породах ее самых верхних горизонтов отмечается вторичный карбонатный цемент (см. табл. 3, анализ 1). Иногда некоторое увеличение карбонатности пород связано с присутствием в них кальцитизированных раковин. Сравнительно редко в песчанистых породах присутствуют кальцитовые стяжения.

В текстурном отношении описываемые породы либо однородны, либо характеризуются слабо намечающейся грубой горизонтальной слоистостью. Только в двух обогащениях в них отмечалась косоволистая слоистость с характерными срезами мульдобразно изогнутых слоев. Характерно, что состав, структура и текстура описываемых отложений в разрезе всей продуктивной пачки сохраняются примерно одинаковыми. Особенно интересно то, что никаких существенных отличий не несут породы, как непосредственно вмещающие руды Mn, так и слагающие «пустые» пласты, разобщающие рудоносные горизонты. Эти отложения имеют не только сходный петрографический и гранулометрический состав, но и близки по своим геохимическим особенностям. Из данных, приведенных в табл. 3, следует, что содержания всех исследованных элементов по продуктивной пачке в целом сохраняются постоянными и держатся несколько ниже кларкового уровня. В песчанистых породах (по сравнению с глинами) понижены содержания Mn, Fe, Ti, Co, V, Cr, Cu, Pb и Zn и только Sr и Ba — несколько увеличены.

Марганцевые руды приурочены к верхней части продуктивной пачки и сосредоточены в интервале разреза мощностью 10—15 м, где они локализируются в нескольких пластах и линзах, разобщенных песчанистыми породами, не несущими признаков оруденения. Число и мощность рудоносных пластов непостоянны: в северо-западной части месторождения выделяются три-четыре продуктивных пласта, мощность наиболее крупного из которых составляет 2,5—3 м.

Рудоносные пласты объединяют несколько прослоев, обогащенных марганцевыми стяжениями, погруженными в песчано-алевритовую массу. Иногда помимо стяжений в этих пластах отмечаются вторичные землисто-сажистые гидроокислы марганца, либо относительно равномерно рассеянные в песчанистой массе пласта, либо образующие уплотненные скопления. Эти образования обычно встречаются в кровле верхнего

Содержание элементов в терригенных породах продуктивной пачки

Номер анализа	CO ₂	C _{орг}	Mn	Fe	Ti	P	Co	Ni	V	Cr	Cu	Pb	Zn	Sr	Ba
<i>Породы межрудных пластов</i>															
1	12,75	Нет	0,08	1,90	0,32	Нет	8	46	92	72	30	7	50	130	364
2	0,15	»	0,08	2,04	0,35	»	10	72	140	75	17	9	75	365	549
3	Нет	»	0,03	2,20	0,30	»	12	58	130	60	32	12	56	347	570
4	»	»	0,02	0,23*	0,26	0,04	20	43	100	91	21	13	66	364	616
5	2,10	»	0,04	2,23	0,31	0,06	20	48	135	200*	18	7	73	321	551
6	Нет	»	0,04	1,95	0,31	0,06	18	39	80	50	Нет	16	63	285	610
7	»	»	0,04	2,23	0,31	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пределы изменения содержаний	Нет— 12,75	»	0,02— 0,08	0,23— 2,23	0,26— 0,35	Нет— 0,06	8—20	39—72	92— 140	50— 200	Нет— 32	7— 16	50— 75	130— 365	364— 616
Среднее	—	»	0,04	2,09	0,29	0,03	15	51	113	70	20	11	64	336	579
<i>Породы, непосредственно вмещающие конкреции и кариолиты</i>															
8	0,15	»	0,07	1,56	0,29	Нет	21	76	116	62	Нет	9	44	393	515
9	Нет	»	0,07	1,95	0,26	0,05	20	43	200*	20	18	15	65	475	603
10	»	»	0,08	1,78	0,31	0,04	22	55	60	60	30	14	71	300	585
11	»	0,16*	0,05	2,13	0,30	0,05	20	36	60	200*	Нет	6	64	433	576
12	»	Нет	0,05	1,96	0,33	0,06	23	53	100	100	20	12	66	387	587
13	»	»	0,06	1,95	0,31	0,07	20	33	120	150	50	9	70	220	577
14	6,25	»	0,03	2,23	0,26	0,12*	25	29	70	60	16	8	56	284	504
15	Нет	»	0,03	1,95	0,26	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пределы изменения содержаний	Нет—	»	0,03— 0,08	0,79— 2,50	0,26— 0,33	Нет— 0,12	20—25	29—76	60— 200	20— 200	Нет— 50	8—15	44—71	220— 475	504—603
Среднее содержа- ние	—	»	0,05	1,95	0,29	0,05	21	46	87	75	19	10	62	356	564
Средние содержания элементов в терригенных породах продуктивной пачки в целом															
Среднее содержа- ние в целом	—	»	0,04	2,02	0,29	0,04	18	48	100	72	20	10	63	346	571

Примечание. Содержания CO₂, C_{орг}, Mn, Fe, Ti, P — определены химическим анализом, %; Co, V, Cr — приближенным количественным спектральным анализом (методом «просьпки»), 0–4 %, остальных элементов — рентгенофлуоресцентным, 10⁻⁴ %.

Состав карбонатных стяжений по данным карбонатного анализа, %

Номер образца	MnO	R ₂ O ₃	CaO	MnO	MgO	P ₂ O ₅	CO ₂	C	Сумма
159	49,34	2,47	17,48	8,82	1,07	0,09	19,50	Нет	98,68
162	36,90	4,30	7,76	20,78	3,35	0,02	21,55	0,22	94,86
175	61,94	2,41	2,22	17,16	1,04	0,01	11,80	Нет	97,01
166-в	61,35	1,97	17,05	2,14	0,83	0,32	12,55	0,12	96,32

рудного пласта, причем в тех случаях, когда пласт залегает вблизи поверхности. Степень насыщенности рудных пластов стяжениями различна: в наиболее богатых пластах их содержание достигает 75% от общего объема породы, а по мере выклинивания продуктивной пачки постепенно уменьшается, вплоть до единичных включений. Форма стяжений изменяется от сравнительно простой округлой или лепешкообразной до сложноветвящейся. Их размеры колеблются от долей до десятков сантиметров и даже до 1 м. Все стяжения сложены песчано-алевритовым материалом, сцементированным рудным веществом, иногда с добавлением кальцита. По составу рудного вещества различаются карбонатные, окиснокарбонатные и окисные стяжения². Строго говоря, из перечисленных образований только карбонатные могут быть определены как стяжения (конкреции). Их окисные разности, состоящие из полого ядра и плотной рудной оболочки, имеют вторичную природу. Они образовались в результате окисления и сопутствующего ему разрастания исходных карбонатных конкреций (ниже этот процесс будет описан подробнее). Некоторыми авторами подобные образования называются жеодами [8], что в корне неверно: жеоды образуются по пустотам, заполнение которых минеральным веществом происходит от периферии к центру, а в данном случае пустота образуется в результате преобразования изначально плотного стяжения. В связи с генетической спецификой рассматриваемых образований мы предлагаем для них новое название — кариолиты (от греческого «κάρυον» — орех).

Карбонатные стяжения обычно имеют округлую или караваеобразную форму. По внешнему виду они напоминают серые песчаные известняки с характерной кавернозной поверхностью. В карбонатной массе стяжений наблюдаются мелкие пустотки, частично заполненные железистыми охрами, образовавшимися по пириту. Главными минералами карбонатной составляющей стяжений являются родохрозит, манганокальцит и кальцит, которые цементируют песчанистый материал. Соотношения обломочного субстрата и карбонатного цемента, а также карбонатов Mn и Ca в этом цементе непостоянны. Из данных, приведенных в табл. 4—6, видно, что содержание карбонатного вещества колеблется от 20 до 50% породы, причем для большинства стяжений характерно преобладание (до шестикратного) MnCO₃ над CaCO₃, реже наблюдаются обратные соотношения. В образцах с преобладанием MnCO₃ над CaCO₃ содержания Mn изменяются от 10 до 18%, составляя в среднем 15%. Средние содержания элементов в карбонатных рудах приводятся в табл. 7.

Стяжения могут иметь как концентрическое, так и однородное азональное строение. Концентры отличаются по составу карбонатов, причем особенно хорошо они подчеркиваются при окислении карбонатов Mn. Именно такое, слабомарганцовистое кальцитовое стяжение с окисленными карбонатами Mn изображено на фиг. 2, а. Содержание CaCO₃ в более светлых концентриках этого стяжения составляет около 30%, Mn 1,66%; в темных — CaCO₃ 25%, Mn 2,68%. В азональных стяжениях при

² К карбонатным относятся такие руды, в которых содержание окислов Mn составляет 5%, к окисным — с содержанием карбонатов Mn < 5%. В рудах смешанного состава соотношения окисной и карбонатной составляющих непостоянны.

Состав карбонатных стяжений по данным силикатного анализа, %

Компонент	Номер образца				Компонент	Номер образца			
	166-а	41-а	160	44		166-а	41-а	160	44
SiO ₂	50,52	39,10	30,46	24,57	K ₂ O	2,24	2,08	1,36	1,27
TiO ₂	0,33	0,31	0,20	0,26	H ₂ O ⁺	2,25	2,34	2,20	2,46
Al ₂ O ₃	7,20	3,55	4,82	3,73	H ₂ O ⁻	1,14	1,48	1,46	1,01
Fe ₂ O ₃	1,84	6,96	2,64	5,38	CO ₂	11,00	16,45	20,20	21,50
FeO	—	—	—	—	C	Нет	0,10	0,82	Нет
MnO	0,30	13,69	20,63	23,52	P ₂ O ₅	»	0,21	0,05	1,55
MnO ₂	3,91	Нет	1,52	Нет	BaO	0,09	0,04	0,02	—
CaO	16,88	10,78	9,90	8,99	SrO	0,09	0,03	0,05	—
MgO	0,52	0,83	1,56	0,84	SO ₃	Нет	—	Нет	Нет
Na ₂ O	2,16	1,71	1,58	1,49	Сумма	100,47	99,66	99,48	99,43

Таблица 6

Пересчет на карбонаты

Компонент	Номер образца							
	159	162	175	166-в	166-а	41-а	160	44
Ca ₃ (PO ₄) ₂	—	—	—	0,69	Нет	0,46	0,11	2,18
CaCO ₃	31,20	13,85	3,96	30,34	24,97	18,95	7,90	12,80
MnCO ₃	14,31	33,71	26,25	—	Нет	22,20	12,80	38,10
MgCO ₃	0,36	4,82	—	—	—	—	—	—

Примечание. Пересчет на Ca₃(PO₄)₂ делался только при содержании P₂O₅ > 0,1%. В обр. 159 и 162 избыток MgO соответственно составляет 0,9 и 1,03%; в обр. 175 избыток MnO — 0,97%, MgO — 1,04%; в обр. 166-в избыток CaO составляет 0,69%, MnO — 2,14%, MgO — 0,83%; в обр. 166-а избыток CaO составляет 3,02%.

их частичном окислении окислы Mn либо равномерно пигментируют карбонатную массу, либо образуют в ней пятнистые и прожилковые скопления.

При более интенсивном окислении карбонатов Mn, приводящем к образованию руд смешанного окиснокарбонатного состава, зональное строение стяжений проявляется четче (см. фиг. 2, б, в). В стяжениях начинает явно обособляться ядро и окружающие его концентры. Ядро сложено песчанистым материалом, рыхлым или цементированным карбонатами Mn и Ca. Характерно, что с возрастанием степени окисления карбонатов Mn содержание этого элемента в ядре уменьшается, а соответственно увеличивается пористость (вплоть до появления «сыпучести») песчанистой массы, выполняющей внутреннюю полость стяжения.

В стяжениях окиснокарбонатного состава обычно обозначаются два концентра, отличающиеся по составу рудного вещества. Во внутреннем концентре 2 (см. фиг. 2, а, б) обломочный материал цементируется полуокисленными карбонатами Mn, иногда совместно с кальцитом. Цементация прочная, содержания Mn выше, чем в ядре. Во внешнем концентре 3 цемент представлен окислами Mn с реликтами его карбонатов. Содержания Mn значительно выше, чем во внутреннем концентре. Следует подчеркнуть, что тенденция к увеличению содержания Mn от центра к периферии стяжения является закономерной, свойственной всем стяжениям. В описываемых стяжениях границы между концентрами, а также между ядром и внутренним концентром недостаточно резкие. Резкость границы между ядром и рудной частью стяжения увеличивается по мере возрастания степени окисления карбонатов Mn. Форма стяжений при этом начинает усложняться.

Образования, сложенные окислами Mn (см. фиг. 2, г, д), авторы относят к категории кариолитов, состоящих из ядра 1 и рудной оболочки,

Содержание элементов в карбонатных стяжениях

Таблица 7

Номер образца	Mn	Fe	Ti	P	C	Co	Ni	V	Cu	Pb	Zn	Sr	Ba
159	6,84	1,80	0,19	0,04	Нет	8	15	80	20	112	183	799	726
162	16,11	3,00	0,16	0,01	0,22	20	20	50	30	115	162	325	209
175	13,31	2,70	0,22	0,005	Нет	20	30	100	30	117	182	241	268
166-в	1,66	1,90	0,22	0,14	0,12	10	50	80	15	11	48	361	386
166-а	2,68	1,29	0,20	Нет	Нет	70	50	80	20	10	61	756	756
41-а	10,54	4,87	0,19	0,09	0,10	20	40	150	30	5	29	252	356
160	16,85	1,85	0,12	0,02	0,82	20	20	100	30	11	85	420	178
40	18,11	3,76	0,15	0,68*	Нет	30	10	20	30	—	—	—	—
Пределы изменения содержания	1,66—18,11	1,29—4,87	0,12—0,22	0,005—0,68	0—0,82	8—70	10—50	20—150	15—30	5—117	29—185	252—799	178—756
Среднее содержание	—	2,64	0,18	0,04	0,16	24	29	82	25	68	121	450	411

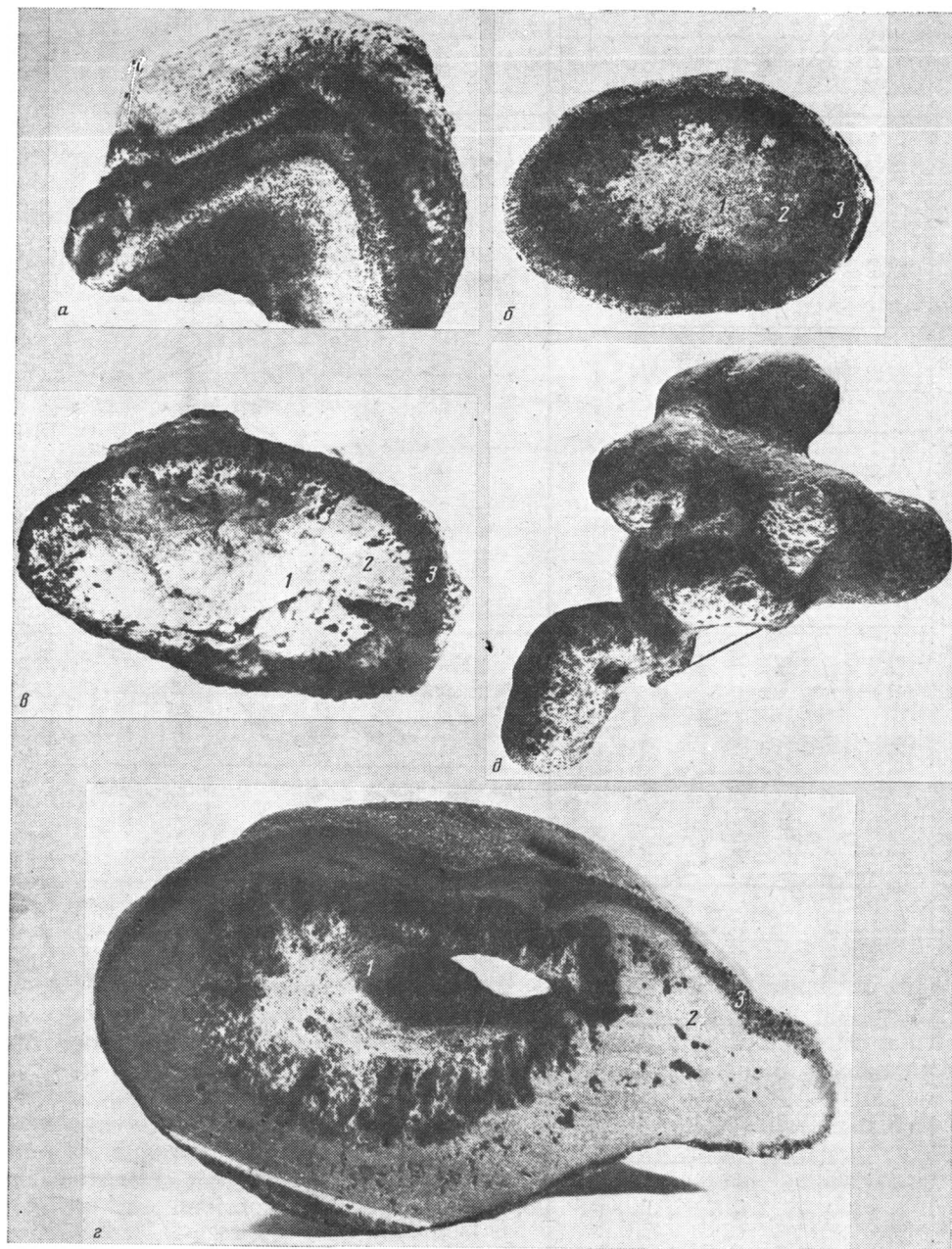
Примечание. Содержания Mn, Fe, Ti, P и C приведены в %, остальных элементов — в 10⁻⁴%.

Состав песчаных ядер каролитов

Таблица 8

Номер образца	CO ₂	C	Mn	Fe	Ti	P	Co	Ni	V	Cr	Cu	Pb	Zn	Sr	Ba
1	0,55	—	0,08	3,63	0,34	Нет	32	100	150	80	32	22	30	218	506
2	0,15	Нет	0,08	1,58	0,29	0,11	4	15	77	46	22	7	30	923	508
3	Нет	»	0,07	2,79	0,31	0,04	20	40	100	100	30	20	70	400	400
4	»	»	0,10	2,43	0,33	0,02	10	30	200	100	20	25	80	200	400
5	»	»	0,10	5,82*	0,31	0,03	8	30	100	100	20	30	75	300	400
6	»	»	0,09	2,11	0,30	0,10	15	49	100	100	23	13	58	197	612
7	0,55	»	0,10	1,73	0,25	1,62	7	20	100	100	15	15	—	1500*	600
8	—	—	0,10	2,30	0,50	2,10	—	12	80	80	7	8	41	648	509
9	—	—	0,20	2,70	0,30	0,05	15	30	100	100	40	15	—	1500*	600
10	—	—	0,04	1,90	0,50	0,10	7	20	90	100	20	10	70	300	500
11	—	—	0,06	2,50	0,30	0,08	7	20	100	100	30	20	50	200	400
Пределы изменения содержания	Нет—0,55	Нет	0,04—0,20	1,58—5,82	0,25—0,50	Нет—2,10	4—32	12—100	77—200	46—100	7—40	7—30	30—80	218—1500	400—600
Среднее содержание	—	»	0,09	2,37	0,33	0,05	13	33	109	91	23	17	56	376	494

Примечание. Содержания CO₂, C_{орг}, Mn, Fe, Ti, P определены химическим анализом, %; остальных элементов — рентгенофлуоресцентным и спектральным (приблизительно количественным методом «просыпки») анализами, 10⁻⁴%.



Фиг. 2. Типы марганцовистых и марганцеворудных стяжений и кариолитов
 а — кальцитовое, слабомарганцовистое стяжение с концентрическим строением: темные концентры характеризуются относительно повышенным содержанием Мп; б, в — стяжения оксидокарбонатного состава (натур. вел.): 1 — ядро (песчанистый материал, сцементированный карбонатами Мп), 2 — концентр с полуокисленными карбонатами Мп, 3 — концентр, сложенный окислами Мп с реликтами его карбонатов; г — кариолит окисного состава (натур. вел.): 1 — песчанистое ядро, 2 — внутренний концентр рудной оболочки, 3 — внешний концентр рудной оболочки; д — ветвящийся кариолит окисного состава

подразделяющейся на внутренний 2 и внешний 3 концентры. Их форма изменяется от эллипсоидальной, осложненной более или менее резко выраженными выступами (см. фиг. 2, г), до сложноветвистой (см. фиг. 2, д). Ядру отвечает полость, частично заполненная песчанистым материалом, форма которой соответствует общим очертаниям кариолита. Материал, выполняющий полость, идентичен по составу тому, что составляет породы, вмещающие кариолиты: он или «сыпучий», или сцементирован-

Средние содержания элементов в ядрах кариолитов и во вмещающих их породах

Компоненты	Mn	Fe	Ti	P	Co	Ni	V	Cr	Cu	Pb	Zn	Sr	Ba
Ядра	0,09	2,37	0,33	0,05	13	33	109	90	23	17	56	376	494
Вмещающие породы	0,04	2,02	0,29	0,04	18	48	100	72	20	10	63	346	571
Кларки	0,07	3,33	0,45	0,07	20	95	130	100	57	20	80	450	800

Примечание. Содержание Mn, Fe, Ti и P приведено в %, остальных элементов — в 10⁻⁴%.

ный рыхлыми железистыми охрами, иногда с добавлением опала и небольшого количества окислов Mn. Эффективная пористость «сыпучей» песчанистой массы ядер составляет 50%, объемный вес 1,45 г/см³, содержание Mn в ней не более первых десятых долей процента (в среднем 0,09%, табл. 8), карбонатность проявляется только спорадически, но и в этом случае содержание CO₂ составляет доли процента, органическое вещество отсутствует совсем. Содержания Fe, Ti, P и малых элементов находятся на кларковом или более низком уровне. Характерно, что содержания перечисленных элементов в ядрах кариолитов очень близки к тем, что наблюдались во вмещающих их породах (табл. 9).

Рудная оболочка кариолита обычно состоит из двух концентров — внутреннего и внешнего (см. фиг. 2, д). Внутренний концентр 2, составляющий основную часть этой оболочки, сложен уплотненной (пористость 12—15%) рудной массой синевато-черного цвета с полуметаллическим блеском. Его мощность изменяется от несколько миллиметров до 1,5—2 см; контакт с ядром резкий; поверхность, обращенная во внутреннюю полость кариолита, гладкая или бугристая, с почковидными наростами. Внешний концентр представляет собой своего рода «рубашку» кариолита, располагается между вмещающей его породой и плотным рудным слоем. Этот поверхностный концентр чаще всего представляет собой пленку или маломощный (несколько миллиметров) слой буровато-черного цвета, сложенный рыхлыми (пористость 40—45%) землистыми окислами Mn, иногда с незначительным добавлением окислов Fe. В единичных случаях в стяжениях обособляется самостоятельный железистый концентр (обычно внутренний, мощностью до 5 мм).

Оба концентрa слагаются песчанистым материалом, сцементированным окислами Mn, обычно образующими скрытозернистые агрегаты. Рудная масса не только выполняет промежутки между обломочными зернами и покрывает их сплошной тонкой пленкой, но и проникает в эти зерна по волосяным трещинкам, частично окрашивая их в черный цвет. Ж. В. Домбровская среди рудных минералов установила тодорокит, криптомелан, бирнессит и пиролюзит. Тодорокит и криптомелан являются главными рудными минералами внутренних плотных концентров кариолитов, а бирнессит более характерен для их поверхностных слоев. Пиролюзит, вопреки укоренившемуся представлению, является менее распространенным минералом. Он образует щетки и игольчатые наросты по стенкам пустот и выщелоченных органических остатков. Иногда в этих же пустотках развивается новообразованный опал и цеолиты из группы гейландита. По мнению Ж. В. Домбровской, наиболее ранним рудным минералом является тодоркит, который замещается криптомеланом. Бирнессит развивается по тодорокиту и криптомелану. Пиролюзит является наиболее поздним рудным минералом.

Химический состав окисных руд и данные по содержанию в них малых элементов приводятся в табл. 10 и 11 (на анализы отбирался материал из плотных рудных концентров). Из табл. 10 видно, что содержание металлического Mn в этих рудах достигает 30%, причем большая его часть связана в форме MnO₂. Содержания MnO в среднем составляют около 2%. Характерно, что MnO присутствует в тех разностях руд, в ко-

Состав окисных марганцевых руд, %

Компо- ненты	Номера анализов											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	37,95	36,80	25,93	36,61	41,93	39,34	44,24	48,24	37,16	47,48	34,24	43,66
TiO ₂	0,19	0,27	0,22	0,23	0,31	0,23	0,32	0,32	0,15	0,24	0,23	0,27
Al ₂ O ₃	9,16	4,19	3,94	11,80	5,75	11,90	6,55	6,90	5,46	6,10	5,72	6,38
Fe ₂ O ₃	3,57	4,89	5,47	3,26	4,59	3,45	4,26	3,79	2,83	1,90	3,28	2,34
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	1,44	3,12	3,07	1,13	1,87	0,99	1,38	1,87	2,20	2,25	2,44	2,46
MnO ₂	35,82	26,52	43,98	36,05	32,82	25,01	30,52	25,21	37,84	33,99	37,67	20,08
CaO	2,70	7,97	3,03	2,05	1,84	5,94	0,90	0,70	0,70	0,76	0,70	7,34
MgO	0,49	0,66	1,05	0,30	0,74	0,41	1,10	0,98	0,90	0,46	0,59	0,90
Na ₂ O	1,53	1,67	1,60	1,56	1,85	3,00	1,72	1,74	1,60	2,04	2,68	2,46
K ₂ O	3,01	1,86	1,53	3,19	2,90	2,65	2,66	2,62	2,58	2,14	1,82	2,04
H ₂ O ⁺	3,33	3,86	5,14	3,22	2,83	2,60	3,49	5,35	2,22	4,57	6,24	2,30
H ₂ O ⁻	1,34	3,14	2,29	1,24	1,79	2,39	2,17	1,62	1,70	2,87	3,36	2,58
CO ₂	Her	4,50	Her	Her	0,20	Her	Her	Her	Her	Her	Her	5,70
C	»	Her	»	»	Her	»	»	»	»	»	»	0,16
P ₂ O ₅	0,02	0,09	0,05	0,02	0,03	1,50	0,10	»	0,02	0,03	»	Her
BaO	0,10	0,03	0,138	0,86	0,31	0,11	0,08	0,052	0,66	0,04	0,03	0,03
SrO	0,34	0,086	0,46	0,35	0,26	0,47	0,26	0,18	0,24	0,16	0,10	0,10
SO ₃	—	—	0,41	—	—	—	0,06	Her	Her	Her	0,02	0,35
Сумма	101,01	99,65	98,90	100,67	99,71	100,03	100,15	100,74	100,26	99,23	99,25	99,60

Пересчет на элементарный состав

Ti	0,11	0,16	0,13	0,14	0,18	0,13	0,19	0,19	0,15	0,14	0,13	0,16
Fe	2,50	3,42	3,83	2,28	3,21	2,41	2,98	2,65	1,98	1,33	2,29	1,86
Mn	23,67	19,11	30,07	23,58	22,11	16,50	20,29	15,35	25,53	23,14	25,60	14,54
P	0,008	0,04	0,02	0,008	0,013	0,66*	0,04	Her	0,008	0,014	Her	Her
Ba	0,09	0,028	0,124	0,0777	0,028	0,10	0,07	0,46	0,59	0,036	0,026	0,027
Sr	0,29	0,073	0,39	0,30	0,22	0,40	0,22	0,15	0,20	0,13	0,084	0,08

Содержание малых элементов в окисных марганцевых рудах, $10^{-4}\%$

Элемент	Номера анализов											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Co	64	3*	72	53	—	100	1325	1389	1262	515	979	350
Ni	63	16	28	57	43	30	153	196	<10	<10	<10	<14
V	30	30	40	20	—	40	—	—	—	—	—	—
Cr	10	10	10	10	—	10	—	—	—	—	—	—
Cu	74	15	1*	25	29	100	10	151	114	<10	<10	<10
Pb	1*	30	1*	3*	23	289	125	1002*	291	109	111	110
Zn	58	22	38	49	46	60	260	282	183	156	202	182

Средние содержания Ti, Fe, Mn, P (%) и малых элементов ($10^{-4}\%$) в окисных марганцевых рудах (по данным табл. 10 и 11).

Ti	Fe	Mn	P	Co	Ni	V	Cr	Cu	Pb	Zn	Sr	Ba
0,15	2,59	21,62	0,013	555	52	28	10	49	136	128	2120	1380

Таблица 12

Средние содержания элементов в породах и марганцевых рудах $10^{-4}\%$

Компоненты	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Sr	Ba
Карбонатная руда	24	29	25	68	121	450	411
Окисная руда	555	52	49	136	128	2120	1380
Ядра стяжений	13	33	23	17	56	376	494
Вмещающие породы	18	48	20	10	63	346	571
Кларк для осадочных пород	20	95	57	20	80	450	800

торых совсем нет CO_2 (см. табл. 10, анализы 1, 2, 3, 6—11), т. е. Mn^{2+} не связан с карбонатами, а входит в состав окисных марганцевых минералов. Относительно высокие содержания CO_2 отмечаются только в анализах 2 и 12 (соответственно 4,5 и 4,7%), но в этих же образцах увеличивается и содержание CaO (7,97 и 7,34%), что объясняется присутствием в них кальцита. Несколько нетипичен анализ 6, который показывает достаточно высокое (5,94%) содержание CaO при низком (0,61%) содержании SO_2 . Подобное несоответствие, очевидно, объясняется тем, что в данном случае Ca частично связывается с фосфором, содержание которого в исследованном образце значительно выше обычного. Кроме того, в анализируемом образце в рудной массе имеются включения гейландита, что также обуславливается присутствием добавочных количеств не только Ca , но и Na (содержание Na_2O — 3% при среднем значении для окисных руд 1,85%).

Содержание Fe в окисных рудах низкое (в среднем 2,59%), т. е. держится на том же уровне, что и в карбонатных рудах, и только на несколько десятых долей процента превышает содержание этого элемента в породах, вмещающих кариолиты, и в ядрах последних. В тех случаях, когда в кариолитах обособляется самостоятельный железистый концентр, Fe содержится в нем до 16%, а Mn изменяется от десятых долей процента до первых процентов.

Содержания Ti отличаются большей устойчивостью (пределы содержания составляют 0,11—0,19%), низкие (в среднем 0,15%) и держатся на том же уровне, что и в карбонатных рудах. Фосфор распределяется неравномерно — его содержания изменяются от нулевых значений до десятых долей процента, составляя в среднем 0,15%, что несколько ниже, чем в карбонатных рудах. Неравномерность распределения фосфора — общая особенность, свойственная как окисным, так и карбонатным рудам.

Для выявления особенностей распределения малых элементов в рудах сравниваются их содержания в карбонатных и окисных их разностях, в ядрах кариолитов и в породах, вмещающих эти образования (табл. 12).

На основании приведенных данных констатируем следующее. В безрудных породах продуктивной пачки, а также в песчанистых ядрах кариолитов не наблюдается сколько-нибудь повышенных концентраций малых элементов. Тенденция к увеличению содержаний некоторых из них начинает проявляться в карбонатных рудах и более явно обозначается в их окисных разностях. В карбонатных рудах по сравнению с вмещающими породами в 6 раз повышены содержания Pb, в 2 раза Zn, приблизительно на том же уровне находятся концентрации Co, Cu, Sr, Ba. В окисных рудах по отношению к карбонатным резко возрастают содержания Sr и Ba, а также весьма заметно увеличиваются концентрации Co, Cu, Pb.

Указанные закономерности в распределении малых элементов сравнительно просто объясняются специфическими особенностями накопления Pb и Zn на карбонатном барьере (соосаждение с CaCO_3 [5]); Sr, Ba и Pb на сульфатном барьере (следовательно, в окислительных процессах имел место переход $\text{FeS}_2 \xrightarrow{O_2} \text{Fe}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$). На границе окисляющегося стяжения, содержащего включения пирита, возникает избыток сульфат-иона, который с фоновыми количествами Ba и Sr образует малорастворимые сульфаты этих соединений. Наконец, Co, Ni и Cu имеют склонность к сорбции на свежих гелях гидроокислов Mn и Fe, образованных в момент окисления карбонатно-марганцевых конкреций.

Выше было показано, что на изучаемом месторождении прослеживается непрерывный ряд преобразований карбонатных руд в окисные. Исходные карбонатные стяжения представляют собой конкреции, которые росли в результате стягивания вокруг определенных центров карбонатов марганца, т. е. в данном случае миграция вещества, слагающего конкреции, в процессе роста последних осуществлялась в направлении к их центру. Иную природу имеют кариолиты — образования, сложенные окислами Mn. Они сформировались в результате окисления карбонатных конкреций и являются своего рода их производными. В ходе окисления рудные соединения мигрировали от центра конкреции к ее периферии, в результате чего форма и строение исходного стяжения видоизменялись.

Очевидно, формирование кариолитов происходило следующим образом. Карбонатно-марганцевые конкреции несомненно содержали микропримеси сульфидов Fe (наличие охристых включений в конкрециях), которые окислялись в первую очередь. В результате локально увеличивалась кислотность внутри конкреции, что повышало ее проницаемость и, кроме того, приводило в подвижное состояние Fe^{2+} , Mn^{2+} и Ca^{2+} . Железо мигрировало за пределы зоны окисления (поверхность конкреции). Здесь кислотность среды резко падала и Fe^{2+} окислялось до $\text{Fe}(\text{OH})_3$, образуя первичный железистый концентр. Подобный железистый концентр мог образоваться только в случае существования резко окислительной обстановки. В то же время могли возникать и такие окислительные условия, при которых пиритовая сера окислялась до сульфата, а Fe переходило в окружающий раствор в виде миграционно подвижного Fe^{2+} . В этом случае железистый концентр не образовывался. В рассматриваемом случае именно такие условия, очевидно, и превалировали, так как железистый центр в кариолитах присутствует далеко не всегда.

Окисление Mn^{2+} становится возможным только тогда, когда в теле конкреции не останется даже незначительной примеси сульфида, играющего для Mn^{2+} стабилизирующую роль. Окисление Mn^{2+} было многоступенчатым. В начальный момент образовывались окислы со сравнительно низким содержанием MnO_2 (бирнессит), а с повышением общей окислительности среды MnO_2 начинает преобладать и формируется плотный тодорокит-криптомелановый концентр, располагающийся ближе к ядру стяжения. Эта плотная оболочка затрудняет проникновение

внутри концентра O_2 и встречный выход из ядра Mn^{2+} , но не является однородной по проницаемости. Видимо, поэтому округлые формы карбонатных конкреций при окислении усложняются, что характерно для минералообразовательного процесса в анизотропной среде.

Вывод о вторичной природе окисных руд Мангышлакского месторождения подтверждается и их пространственным положением. Зона развития кариолитов отвечает той части продуктивной пачки, которая максимально приближена к Каратауской мегантиклинали (фиг. 3). В этой зоне на продуктивные слои с разрывом ложатся отложения караганского и конкского ярусов среднего миоцена. К юго-западу, по мере погружения в Чакырганскую синклинали окисные руды по латерали постепенно (через зону полуокисленных карбонатных руд) сменяются карбонатными. В зоне развития последних продуктивная пачка согласно перекрывается глинами кенджапинской свиты, изолирующими ее от трансгрессивно залегающих отложений среднего миоцена.

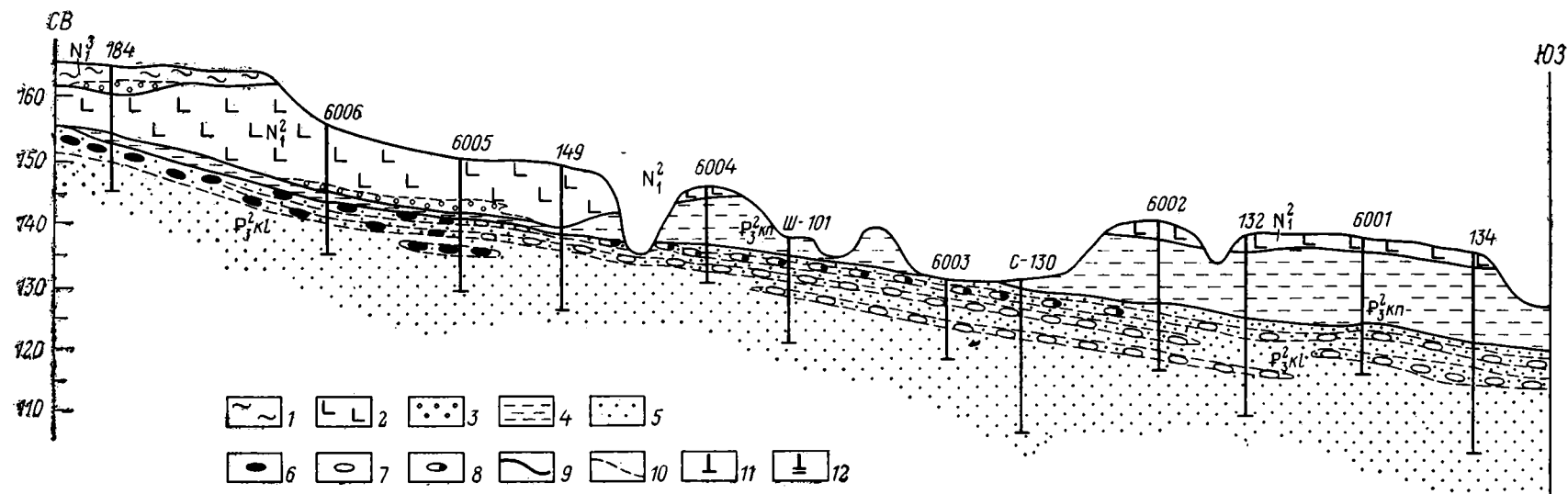
Приближенность зоны развития окисных руд к Каратауской мегантиклинали объясняется следующим образом. Во-первых, сочленение этой структуры с Чакырганской синклиналью осуществляется по разлому. Естественно, что в приразломной зоне, отличающейся повышенной проницаемостью, окисление карбонатных руд происходит наиболее интенсивно. Во-вторых, в конце нижнего миоцена на Мангышлаке началось общее дифференцированное поднятие, приведшее к денудации и частичному размыву ранее накопившихся отложений. Глубина размыва возрастала по мере приближения к поднятиям, вследствие чего приближенная к Каратау часть продуктивной пачки в предкараганское время была выведена на поверхность и даже частично размыта. Допустимо, что в период перемены знака движений наблюдалась и некоторая активизация разломов.

Представляется, что окисление карбонатных руд происходило не только в предкараганское время. Второй этап этого процесса связан с четвертичным периодом. В это время территория месторождения была расчленена оврагами, и руды снова подверглись гипергенным изменениям.

По мере погружения продуктивной пачки в Чакырганскую синклинали отмечается постепенное обеднение карбонатных стяжений марганцем. Для дальних флангов месторождения характерны уже слабомарганцевистые, а затем просто кальцитовые конкреции с повышенным содержанием пирита. Таким образом, по латерали богатые марганцем конкреции постепенно сменяются более бедными, а затем кальцитовыми, причем намечается тенденция к повышению их железистости.

Как отмечалось выше, существуют две концепции происхождения марганцевых руд Мангышлакского месторождения: осадочная и вулканогенно-осадочная. Первая концепция была предложена А. Г. Бетехиным [2] и позднее развивалась Е. С. Тихомировым [16], Н. М. Страховым и др. [15], Л. Б. Мнушкиным [7], М. Е. Бердичевской и др. [1]. По их мнению, соединения Mn поступали в бассейн из коры выветривания развивающейся на прилегающих участках суши по породам, изначально несколько обогащенным Mn (первые кларки). Марганец перемещался с водосборов в растворенном виде (по Н. М. Страхову, в двухвалентной бикарбонатной форме), причем миграция его происходила совместно с обломочным материалом. Перенос рудных растворов и терригенных взвесей осуществлялся реками. Рудные растворы поступали в богатый O_2 бассейн, где они быстро окислялись с образованием гелей гидроокислов Mn , которые выпадали в осадок в прибрежной зоне шельфа. Этот первичный рудный осадок в процессе диагенеза превращался в манганитовый, а если процесс редукции шел дальше, то манганит сменялся карбонатами марганца. В диагенезе шло интенсивное перераспределение рудного компонента, приводящее к образованию стяжений.

Для Мангышлакского месторождения в качестве источника сноса соединений Mn и терригенного материала рассматривается суша, которая в олигоцене располагалась в районе Каратауской мегантиклинали.



Фиг. 3. Разрезы через Мангышлакское марганцевое месторождение

1 — ракушечные известняки, мергели, глины, в основании конгломераты; 2 — глины с редкими прослоями известняков и мергелей; 3 — конгломераты; 4 — слабоалевристые глины; 5 — пески и песчаники; 6—8 — марганцевые руды (6 — окисные, 7 — карбонатные, 8 — полуокисленные); 9 — стратиграфические границы; 10 — границы литологических тел; 11 — скважины; 12 — шурфы

В период накопления пород продуктивной пачки размыву подвергались нижнемеловые образования, представленные преимущественно терригенными, иногда известковистыми породами — песчаниками кварц-полевошпат-глауконитового состава и глинами. В отдельных интервалах разреза встречаются прослои известняков и мергелей. В песчаниках, особенно в их известковистых разностях, по данным Н. М. Страхова, отмечаются слабоповышенные (0,2—0,7%, в среднем 0,4%) содержания Мп, что дало основание рассматривать данные породы в качестве рудоматеринских. Подобный вывод вызывает некоторые возражения. Во-первых, повышенные содержания Мп наблюдаются преимущественно в известковистых песчаниках, т. е. именно в тех из разностей, которые имеют подчиненное развитие. Следовательно, общий запас Мп в толще нижнемеловых осадков не так уж велик. Во-вторых, площади размываемой суши и водосбора в первой половине олигоцена были ограниченной — с каратауского острова вряд ли могли сноситься в морской бассейн количества марганца, достаточные для образования месторождения. В-третьих, не установлено признаков какой-либо «зараженности» марганцем пород ни выше, ни ниже продуктивной пачки, ни в отложениях, сменяющих ее по простирацию. Более того, в самой продуктивной толще песчано-алевритовый материал за пределами рудных стяжений содержит марганец в регионально кларковых концентрациях. Это означает, что в период накопления олигоценовой толщи не было массового сноса специфического обогащенного марганцем терригенного материала, который впоследствии мог сформировать месторождение. В-четвертых, насыщенность речных вод O_2 (а значит, и окислительность среды) всегда выше, чем в любом морском бассейне. Это означает, что дельтовая зона реки не могла служить окислительным барьером для водорастворенного Мп (кроме того, растворимость его соединений в пресной воде крайне незначительна).

Второй концепции придерживаются И. П. Дружинин и А. Б. Галактионов с соавторами [3, 6], которые применительно к Мангышлаку развивают представления Г. С. Дзоценидзе [4], допускавшего возможность вулканогенно-осадочного происхождения некоторых марганцевых месторождений олигоценовой провинции. Главным доводом в пользу этой концепции является приуроченность месторождения к зоне разрывных нарушений, которая могла быть в отдельных местах проницаемой для транспортировки рудного вещества в раннеолигоценый морской бассейн из глубинных эндогенных источников. Представляется, что приуроченность месторождения к зоне повышенной проницаемости еще не может рассматриваться как доказательство связи рудообразования с вулканическими процессами. Допущение о наличии в олигоцене гидротерм должно основываться на более веских аргументах, а такие аргументы не приводятся. Более того, имеются определенные геологические и геохимические предпосылки, заставляющие сомневаться в правильности высказанного предположения. Прежде всего гидротермальная деятельность, тем более гидротермы с эндогенным питанием, как правило, бывают пространственно или во времени связаны с проявлениями вулканизма в его эффузивной или эксплозивной форме — на Мангышлаке и в сопредельных районах Казахстана никаких вулканических пород в толщах эоценового и олигоценового возраста нет. Далее, трудно представить гидротермальные растворы, с которыми связано поступление одного только Мп. Достоверные вулканогенно-осадочные марганцевые месторождения имеют совершенно определенный геохимический облик — они характеризуются тесной ассоциацией Мп и кремнезема, большой изменчивостью отношений Мп/Fe в рудах (присутствие на одном месторождении наряду с монометаллическими рудами Мп и их железистых разностей и даже марганцовистых железных руд), резким обогащением руд отдельными малыми элементами. Ни один из перечисленных признаков Мангышлакскому месторождению не свойствен. Следовательно, гипотеза о вулканическом источнике рудного вещества применительно к рассматриваемому месторождению не находит подтверждения.

Таким образом, происхождение марганцевых руд Мангышлакского месторождения не может быть удовлетворительно объяснено с позиций обеих изложенных генетических концепций, и это заставляет искать новые пути к решению этого вопроса, что авторы и попытаются сделать в следующем сообщении.

Анализ приведенных геологических данных позволяет сделать следующие выводы.

1. Месторождение локализуется среди отложений, в которых нет никаких признаков «зараженности» марганцем, это касается как песчанистых пород, непосредственно вмещающих руды, так и глин, развитых за пределами продуктивной пачки. Более того, по мере приближения к месторождению в глинах намечается тенденция к уменьшению содержания Mn.

2. Для глин майкопской серии в рассматриваемом районе характерны: практическая бескарбонатность, а следовательно, низкие содержания Са; постоянное присутствие органического вещества и сульфидов Fe.

3. Марганцевые руды ассоциируют только с песчанистыми отложениями, которые слагают небольшое тело в южном крыле Каратауской мегантиклинали, осложненном разломами. Представляется, что активизация разрывных нарушений, а следовательно, и увеличение проницаемости дизъюнктивной зоны имеют два максимума, один из которых падает на самое начало олигоцена (становление бассейна с резко дифференцированным рельефом дна), а другой — на период, следующий непосредственно за отложением майкопской серии (время перемены знака колебательных движений, предкараганский этап развития региона).

4. Подтвердились представления Н. М. Страхова о том, что первичными образованиями на месторождении являются только карбонатные руды Mn. Это положение обосновывается с геологических и геохимических позиций. Впервые рассматривается процесс становления образований (кариолитов), возникающих в процессе окисления карбонатных руд.

5. По мере погружения продуктивной пачки намечается тенденция к обеднению карбонатных конкреций марганцем при резко возрастающей роли карбонатов Са и некотором повышении железистости стяжений.

Литература

1. Бердичевская М. Е., Рахманов В. П. О перспективах выявления марганцевых руд на полуострове Мангышлак//Полезные ископаемые в осадочных толщах. М.: Наука, 1981. С. 157—168.
2. Бетехин А. Г. О генетических типах марганцевых месторождений//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1944. № 4. С. 3—46.
3. Галактионов А. Б., Дружинин И. П., Шарапов А. И. Фациальный и тектонический контроль размещения на Мангышлаке стратиформных руд марганца//Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 3. С. 670—674.
4. Дзюценидзе Г. С. Геологические условия формирования марганцевых месторождений Чхатуры и Квирильской депрессии//Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Недра, 1980. С. 62—69.
5. Дворов В. И. Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М.: Наука, 1975. 178 с.
6. Дружинин И. П. Ассоциация черных, цветных, редких и рассеянных металлов и элементов в марганценом разрезе Мангышлака//Геохимия. 1980. № 8. С. 1207—1221.
7. Мнушкин Л. Б. Марганец на полуострове Мангышлак//Изв. АН КазССР, 1974. № 1. С. 97—101.
8. Пустовалов Л. В. Генезис липецких и тульских железистых руд. М.-Л.: Гос. научн.-техн. геологоразвед. изд-во, 1933. С. 5—39.
9. Семенов Г. И., Столяров А. С. О корреляции разрезов разнофациальных отложений олигоцена Мангышлака и Предкавказья//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45. Вып. 1. С. 84—95.
10. Соколова Е. А., Домбровская Ж. В., Тропп Е. Б. Особенности строения и формирования рудных залежей Мангышлакского марганцевого месторождения в Казахстане//Марганцевое рудообразование на территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 242—249.
11. Соколова Е. А., Шарапов А. И. К геохимии олигоценых отложений района Мангышлакского марганцевого месторождения//Литоология и полез. ископаемые, 1986. № 1. С. 59—77.
12. Столяров А. С. Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой плат-

- фомы в олигоцене Южного Мангышлака//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. 36. № 5. С. 55—78.
13. Столяров А. С., Шарков А. А. О некоторых особенностях седиментации в морском олигоценовом бассейне Южного Мангышлака//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. LI(6). С. 20—33.
 14. Столяров А. С., Шлезингер А. Е. Тектоника и основные черты развития структурного плана Южно-Мангышлякского плато//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1962. Т. 37. № 3. С. 3—26.
 15. Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцерудного процесса. М.: Наука, 1968. 495 с.
 16. Тихомирова Е. С. Палеография и геохимия нижнеолигоценовых марганценосных отложений Мангышлака//Литология и полез. ископаемые. 1964. № 1. С. 75—93.
 17. Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышлякской системы дислокаций. М.: Наука, 1965. 218 с.
 18. Яншин А. Л. Палеоген Мангышлака//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1950. Т. XXV. Вып. 4. С. 3—42

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
4.VI.1985

УДК 553.94

ГЕНЕРАЛИЗОВАННАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ УГЛЕНОСНЫХ ПОРОД И УГЛЕЙ

**ГРЕЧУХИН В. В., КЛИМОВ А. А., БАКЛАНОВ В. Г.,
ЧЕРНИКОВ А. Г., ВОЕВОДА Б. И., ПОЛЯКОВ А. П.,
ДАРАГАН В. Н.**

Изложены результаты детальных петрофизических исследований отложений угольных месторождений и бассейнов, на основе которых получен перечень петрофизических типов (петротипов), однозначно выделенных в разрезах параметрических скважин с помощью геолого-геофизических методов. На основе этих петротипов, их характеристик по размеру зерен и оптимальному вещественному составу создана генерализованная классификация пород и углей угленосных формаций.

Литология угленосных отложений является основой изучения всех важнейших вопросов угольных месторождений и бассейнов: тектоники, стратиграфии, физико-механических свойств, устойчивости, вещественного состава пород, морфологии угольных пластов, газоносности месторождений, внезапных выбросов в шахтах и других вопросов.

Требованиями угольной промышленности предусматривается определение литологической принадлежности каждого слоя с изучением его вещественного и гранулометрического составов, типа и состава цемента, содержания органического вещества и т.п. Особенно эти сведения необходимы при изучении кровель и почв угольных пластов, где требуется перечисленные свойства изучать в каждом слое мощностью от 5 см и выше. Поэтому детальное изучение литологии пород — важная задача в повышении качества и достоверности разведки угольных месторождений.

Практикуемое изучение литологии угольных месторождений проводится в основном путем визуального описания керна скважин. На лабораторные анализы попадает лишь небольшое число образцов, поднятых, как правило, из наиболее крепких пород, так как слабые породы при бурении часто разрушаются и размываются.

Кроме того, высокая трудоемкость и значительная стоимость указанных анализов практически позволяет детально исследовать только незначительное число проб, не отражающих закономерностей изменения пород в разрезе скважины.

В результате литологическая принадлежность основной массы угленосных пород определяется визуально по размеру кластического материала, практически без учета содержания в них основных примесей глинистых и обломочных частиц. При современных высоких скоростях бурения извлекается хотя и не полностью огромное количество керна, который геологи не имеют возможности удовлетворительно документировать даже визуально.

Существенным недостатком практикуемых способов изучения литологии горных пород является отсутствие их единой унифицированной классификации. В различных бассейнах применяют «местные» классификации, которые, хотя и основываются чаще всего на десятичной классификации М. С. Швецова [6], тем не менее различаются между собой и трудно сопоставимы.

Существенным недостатком используемых литолого-петрографических классификаций осадочных пород является то, что все они не учитывают степени их преобразования на стадиях диагенеза, эпигенеза и метатенеза. Известно, например, что мелкозернистый песчаник с глинистым цементом на месторождениях углей стадий V (Д) будет существенно от-

личаться по физическим и механическим свойствам от такого же песчаника на месторождениях углей стадии IX (K), хотя их гранулометрический и вещественный состав, а также тип и состав цемента практически одинаковы, поскольку образование аутигенных минералов на стадии эпигенеза проявляются очень слабо (одинаковые литотипы).

Вследствие этого возникла необходимость создания новой более совершенной классификации пород, лишенной указанных недостатков, что возможно лишь путем введения в основу объективных геолого-геофизических признаков, всесторонне характеризующих породу.

Однако по физическим свойствам, на которых основаны многие геофизические методы, не представляется возможным в общем виде разграничивать разрез на литологические типы и определять их вещественный состав. Это объясняется тем, что физические свойства определяются двумя группами факторов: первичных (генетических), связанных с вещественными и гранулометрическим составом пород, и вторичных, обусловленных процессами преобразования пород, а также подземными водами и поровыми растворами. Поэтому физической основы для выделения литотипов и определения их вещественного состава с помощью одних геофизических методов в общем виде не существует.

Указанная задача может быть решена только в том частном случае, если удастся разделить физические свойства пород на два компонента, из которых один будет связан с вещественным составом пород, а другой с процессами их преобразования.

При изучении петрофизических закономерностей изменения физических свойств угленосных пород удалось найти новый принцип изучения литологии, позволяющий свести нерешаемую общую задачу к частным случаям, при которых она однозначно решается с помощью геофизических методов исследования скважин. Для практической реализации этого принципа принят критерий K_1 , заключающийся в следующем. Пусть величина изменения физических параметров однотипных пород в выбранном интервале разреза не превосходит точности их измерения геофизическими методами в разрезе скважин. Назовем такой интервал разреза литолого-геофизической ступенью. Элемент площади, удовлетворяющий этому критерию, назовем литолого-геофизическим участком. В этом интервале разреза по глубине и участка по площади все изменения физических свойств пород будут связаны с вещественным составом, т. е. с различными литотипами, что и позволяет в пределах указанных ступеней и участков однозначно выделять литотипы и определять их вещественный состав [1—5].

Разрезы угольных месторождений разделяются на указанные ступени с помощью типового петрофизического разреза угольных бассейнов геосинклинальной группы, а на участки — с помощью региональных петрофизических карт [1, 2].

В пределах указанных ступеней и участков для выделения литотипов используется другой критерий K_2 , согласно которому каждый литотип должен отличаться от всех остальных хотя бы по одному физическому свойству не менее, чем на двухкратную точность его измерения в разрезах скважин с помощью геофизических методов.

Используя указанные критерии разграничения геологических разрезов угольных месторождений на литолого-геофизические ступени, их площадей — на литолого-геофизические участки, а пород в них — на литологические типы, удалось увеличить детальность расчленения по вещественному составу разрезов в 4—5 раз по отношению к практикуемым в настоящее время геологическим и геофизическим (каротажным) методам документации разрезов скважин.

Установлено, что осадочные угленосные отложения состоят из трех компонентов: кластического материала, глинистого и карбонатного цемента. По вещественному составу породы в разрезах месторождения обычно не изменяются, а по физическим свойствам изменяются столько раз, сколько выделено в его разрезе литолого-геофизических ступеней. Например, в разрезе каменноугольного месторождения мощностью

1200 м выделяется пять таких ступеней. Так как петрофизические показатели входят в состав характеристики литологических типов, то детальность разграничения разреза угольного месторождения в результате учета этих новых петрофизических показателей возрастает еще в 4—5 раз, а всего с учетом вещественных и петрофизических показателей — в 20—25 раз. Кроме этих показателей, характеристика литотипа дополняется геохимической характеристикой по основным окислам и элементам на основании лабораторных анализов. Таким образом, литологический тип наделен следующими показателями¹: гранулометрического (1), вещественного (3) и геохимического (14) их состава, а также петрофизическими (8) и эпигенетическими (2). Предлагаемый тип, существенно отличающийся от обычного литотипа, принятого в литологии, с перечисленными показателями назван петрофизическим типом (петротипом). Петротип является более емким понятием, он всесторонне характеризует породы и используется на практике для детального изучения их литологии, вещественного состава, прочностных, деформационных, структурных, технологических, физико-механических свойств, устойчивости, обрушаемости, пучения и выбросоопасности в горных выработках.

Для получения указанной характеристики пород используются параметрические скважины на месторождениях. По результатам их геологических, петрофизических, геофизических и петрографических исследований устанавливаются корреляционные связи геологических показателей с петрофизическими, составляются рабочие палетки для определения указанных показателей с помощью геофизических методов. После этого все остальные разведочные скважины на данном месторождении можно бурить без керна, а перечисленные показатели пород могут быть определены геофизическими методами [2].

На основе исследований параметрических скважин на месторождениях Печорского, Донецкого, Кузнецкого бассейнов были получены новые классификации пород с указанными показателями применительно к этим бассейнам. При этом установлено, что в различных бассейнах выделяется неодинаковое число петрофизических типов: так, в Печорском бассейне 23, в Донецком 28, а в Кузнецком 23 [3—5].

Анализом геолого-геофизических материалов по различным бассейнам установлено, что одноименные петрофизические типы на одной стадии и ступени их эпигенеза характеризуются одинаковыми показателями. Обобщение полученных материалов позволяет составить максимальный перечень петрофизических типов углевмещающих пород, а также углей и углистых пород, которые выделяются геофизическими методами в разрезах скважин различных угольных месторождений и бассейнов. В этот перечень включено 34 петротипа, 28 из которых описывают породы, а 6 — угли и углистые породы [5].

Эти петротипы существенно различаются между собой по этапам их преобразования. Типовой петрофизический разрез угольных бассейнов геосинклинального типа охватывает угленосную толщу по углям от торфяников до антрацитов включительно мощностью 12 000 м (20 стадий метаморфизма) и по породам от глинистого осадка до глинистых сланцев включительно той же мощности (20 стадий эпигенеза). По этим данным выделены четыре этапа преобразования пород: сингенез, диагенез, эпигенез и метагенез. Вся совокупность пород и углей, прослеженная по этим этапам (всего 136 петротипов), названа генерализованной классификацией угленосных пород и углей (табл. 1). Полные названия всех выделенных петрофизических типов даны в соответствии с наиболее распространенной методикой М. С. Швецова [6] с учетом гранулометрического и оптимального вещественного состава пород и углей.

Таким образом, создана новая генерализованная классификация, охватывающая и всесторонне характеризующая углевмещающие породы, а также угли и углистые породы. В отличие от существующих новая классификация базируется на значительно большем числе объективных ха-

¹ В скобках указано их число, всего 28 показателей.

Таблица 1

Генерализованная классификация пород и углей угленосных формаций

Номер петротипа	Этап преобразования пород				Размер обломков, мм	Оптимальный вещественный состав, % сцементированных пород			
	сингенез	диагенез	эпигенез (катагенез)	метагенез		глинистый цемент	карбонат- ный цемент	обломочный материал	органи- ческое вещество
I	Галечник	Галечник	Конгломерат	Конгломерат	>1,0	0—5	0—10	90—100	—
II	Песок рыхлый круп- нозернистый кар- бонатистый	Песок плотный круп- нозернистый кар- бонатистый	Песчаник крупнозерни- стый с карбонатистым цементом	Песчаник крупнозерни- стый с карбонатистым цементом	0,5—1,0	0—7	10—21	79—90	—
III	Песок рыхлый круп- нозернистый гли- нистый	Песок плотный круп- нозернистый гли- нистый	Песчаник крупнозерни- стый с глинистым це- ментом	Песчаник крупнозерни- стый с глинистым це- ментом	0,5—1,0	0—12	0—10	83—95	—
IV	Песок рыхлый сред- незернистый кар- бонатный	Песок плотный сред- незернистый кар- бонатный	Песчаник среднезерни- стый с карбонатным цементом	Песчаник среднезерни- стый с карбонатным цементом	0,25—0,5	0—9	25—41	59—75	—
V	Песок рыхлый сред- незернистый кар- бонатисто-глинистый	Песок плотный сред- незернистый кар- бонатисто-глинистый	Песчаник среднезерни- стый с карбонатисто- глинистым цементом	Песчаник среднезерни- стый с карбонатисто- глинистым цементом	0,25—0,5	0—16	10—25	66—83	—
VI	Песок рыхлый сред- незернистый гли- нистый	Песок плотный сред- незернистый гли- нистый	Песчаник среднезерни- стый с глинистым це- ментом	Песчаник среднезерни- стый с глинистым це- ментом	0,25—0,5	7—21	0—10	74—88	—
VII	Песок рыхлый мелко- зернистый карбо- нато-глинистый	Песок плотный мел- козернистый кар- бонатно-глинистый	Песчаник мелкозерни- стый с карбонатно- глинистым цементом	Песчаник мелкозерни- стый с карбонатно-гли- нистым цементом	0,1—0,25	0—21	25—50	41—66	—
VIII	Песок рыхлый мелко- зернистый глини- сто-карбонатистый	Песок плотный мел- козернистый гли- нисто-карбона- тистый	Песчаник мелкозерни- стый с глинисто-кар- бонатистым цементом	Песчаник мелкозерни- стый с глинисто-кар- бонатистым цементом	0,1—0,25	9—28	10—25	54—74	—
IX	Песок рыхлый мелко- зернистый глини- стый	Песок плотный мел- козернистый гли- нистый	Песчаник мелкозерни- стый с глинистым це- ментом	Песчаник мелкозерни- стый с глинистым це- ментом	0,1—0,25	16—32	0—10	62—79	—
X	Ил алевроитокарбо- нато-глинистый	Смешанная порода алевритокарбо- нато-глинистая	Смешанная порода алев- ритокарбонатно-гли- нистая	Сланец алевритокарбо- нато-глинистый	0,05—0,1	9—38	25—50	25—54	—

Таблица 1 (продолжение)

Номер петротипа	Этап преобразования пород				Размер обломков, мм	Оптимальный вещественный состав, % сцементированных пород			
	сингенез	диагенез	эпигенез (катагенез)	метагенез		глинистый цемент	карбонат- ный цемент	обломочный материал	органи- ческое вещество
XI	Ил алевритоглинисто- карбонатистый	Алеврит глинисто- карбонатистый	Алевролит с глинисто- карбонатистым це- ментом	Сланец алевритоглини- сто-карбонатистый	0,05—0,1	21—45	10—25	37—62	—
XII	Ил алевритоглини- стый	Алеврит глинистый	Алевролит с глинистым цементом	Сланец алевритоглини- стый	0,05—0,1	28—50	0—10	45—68	—
XIII	Ил карбонатно-гли- нисто-алеврити- стый	Смешанная порода карбонатно-гли- нисто-алевритистая	Смешанная порода кар- бонатно-глинисто- алевритистая	Сланец карбонатно-гли- нисто-алевритистый	0,01—0,05	25—58	25—50	8—37	—
XIV	Ил глинисто-алеври- токарбонатистый	Смешанная порода глинисто-алеври- токарбонатистая	Смешанная порода гли- нисто-алевритокар- бонатистая	Сланец глинисто-алеври- токарбонатистый	0,01—0,05	38—69	10—25	17—45	—
XV	Ил алевритовый	Глина алевритовая	Аргиллит алевритовый	Сланец глинисто-алев- ритовый	0,01—0,05	45—75	0—10	21—50	—
XVI	Ил глинисто-карбо- натный	Глина карбонатная	Аргиллит карбонатный	Сланец глинисто-карбо- натный	<0,01	42—75	25—50	0—17	—
XVII	Ил глинисто-карбо- натистый	Глина карбонатистая	Аргиллит карбонатистый	Сланец глинисто-карбона- тистый	<0,01	58—90	10—25	0—21	—
XVIII	Ил глинистый	Глина	Аргиллит глинистый	Сланец глинистый	<0,01	69—100	0—10	0—25	—
XIX	Конкреция песчаная	Карбонатная порода (конкреция) песча- ная	Карбонатная порода (конкреция) песчаная	Карбонатная порода (конкреция) песчаная	<0,01—0,25	0—9	50—70	30—50	—
XX	Конкреция алеври- товая	Карбонатная порода (конкреция) алев- ритовая	Карбонатная порода (конкреция) алеври- товая	Карбонатная порода (конкреция) алеври- тистая	0,05—0,1	0—25	50—75	12—41	—
XXI	Конкреция глини- сто-алевритистая	Карбонатная порода (конкреция) глини- сто-алевритистая	Карбонатная порода (конкреция) глинисто- алевритистая	Карбонатная порода (конкреция) глинисто-алевритистая	0,01—0,05	13—42	50—75	0—25	—
XXII	Конкреция глинистая	Карбонатная порода (конкреция) гли- нистая	Карбонатная порода (конкреция) глини- стая	Карбонатная порода (кон- креция) глинистая	<0,01	25—50	50—75	0—8	—

Таблица 1 (окончание)

Номер петротипа	Этап преобразования пород				Размер обломков, мм	Оптимальный вещественный состав, % сцементированных пород			
	сингенез	диагенез	эпигенез (катагенез)	метагенез		глинистый цемент	карбонатный цемент	обломочный материал	органическое вещество
XXIII	Конкреция	Карбонатная порода (конкреция)	Карбонатная порода (конкреция)	Карбонатная порода (конкреция)		0—25	75—100	0—25	—
XXIV	Ил известково-песчаный	Известняк песчаный	Известняк песчаный	Известняк песчаный	0,1—0,25	0—9	50—70	30—50	—
XXV	Ил известково-алевритовый	Известняк алевритовый	Известняк алевритовый	Известняк алевритовый	0,05—0,1	0—25	50—75	12—41	—
XXVI	Ил известково-глинисто-алевритистый	Известняк глинисто-алевритистый	Известняк глинисто-алевритистый	Известняк глинисто-алевритистый	0,01—0,05	13—42	50—75	0—25	—
XXVII	Ил известково-глинистый	Известняк глинистый	Известняк глинистый	Известняк глинистый	<0,01	25—50	50—75	0—8	—
XXVIII	Ил известковый	Известняк	Известняк	Известняк		0—25	75—100	0—25	—
XXIX	Ил низкогумусовый	Глина низкоуглистая	Аргиллит низкоуглистый	Сланец глинистый низкоуглистый	<0,01	80—90	0—10	0—10	10—20
XXX	Ил среднегумусовый	Глина среднеуглистая	Аргиллит среднеуглистый	Сланец глинистый среднеуглистый	<0,01	65—80	0—10	0—10	20—35
XXXI	Ил высокогумусовый	Глина высокоуглистая	Аргиллит высокоуглистый	Сланец глинистый высокоуглистый	<0,01	50—65	0—7	0—7	35—50
XXXII	Торф высокозольный	Уголь бурый высокозольный	Уголь каменный высокозольный	Антрацит высокозольный	—	30—50	0—5	0—5	50—70
XXXIII	Торф среднезольный	Уголь бурый среднезольный	Уголь каменный среднезольный	Антрацит среднезольный	—	15—30	0—3	0—3	70—85
XXXIV	Торф низкокзольный	Уголь бурый низкокзольный	Уголь каменный низкокзольный	Антрацит низкокзольный	—	5—15	0—1	0—1	>85

Номер петро- типа	Этапы преобразования пород				Номер петро- типа	Этапы преобразования пород			
	Сингенез	Диagenез	Эпигенез	Метагенез		Сингенез	Диagenез	Эпигенез	Метагенез
I					VIII				
II					IX				
III					X				
IV					XI				
V					XII				
VI					XIII				
VII					XIV				
XV					XXV				
XVI					XXVI				
XVII					XXVII				
XVIII					XXVIII				
XIX					XXIX				
XX					XXX				
XXI					XXXI				
XXII					XXXII				
XXIII					XXXIII				
XXIV					XXXIV				

Фиг. 1. Условные обозначения петротипов генерализованной классификации угленосных формаций. Наименования петротипов см. в табл. 1

рактических пород и углей. В ней каждый выделенный петрофизический тип характеризуется 28 различными признаками. Применение новой классификации позволит более детально и объективно изучать литологию различных угольных месторождений, широко использовать геофизические методы для изучения физико-механических свойств пород и прогнозирования их устойчивости в горных выработках, а также осуществить унификацию петрофизических типов пород в разрезах угольных месторождений и бассейнов Советского Союза.

С целью унификации условных обозначений в углеразведке предполагается ввести единые обозначения петрофизических типов пород и углей (фиг. 1), их введение представляет первый этап генерализованной классификации пород.

В практической работе для учета конкретных особенностей литологии пород на каждом месторождении или даже участке разведки необходимо переходить ко второму этапу классификации. Он заключается в составлении своих литолого-геофизических классификаций с учетом конкрет-

Номер петро- типа	$C_{кл}$, %			$C_{г}$ %			$C_{кб}$ %			K_n %		σ_m , г/см ³		σ_n , г/см ³		σ_c , г/см ³		ρ_n ом·м		v_p км/с		$\Delta\gamma$ отн. ед.	
	0	40	80	0	40	80	0	40	80	2	6	265	285	255	275	245	265	100	300	4	6	0,2	0,6
I																							
II																							
III																							
IV																							
V																							
VI																							
VII																							
VIII																							
IX																							
X																							
XI																							
XII																							
XIII																							
XIV																							
XV																							
XVI																							
XVII																							
XVIII																							
XIX																							
XX																							
XXI																							
XXII																							
XXIII																							

Фиг. 2. Пример вещественной и петрофизической характеристики петротипов угленосных пород (Печорский бассейн, Усинское месторождение; стадия эпигенеза VIII (Ж); литолого-геофизическая ступень I). $C_{кл}$, $C_{г}$, $C_{кб}$ — содержание соответственно кластического материала, глинистого, карбонатного цементов. K_n — коэффициент пористости; σ_m , σ_n , σ_c — плотности, соответственно минералогическая, объемная насыщенных водой и сухих пород; ρ_n — удельное электрическое сопротивление; v_p — скорость распространения продольных упругих волн; $\Delta\gamma$ — относительная интенсивность естественного γ -излучения. Наименования петротипов см. в табл. 2

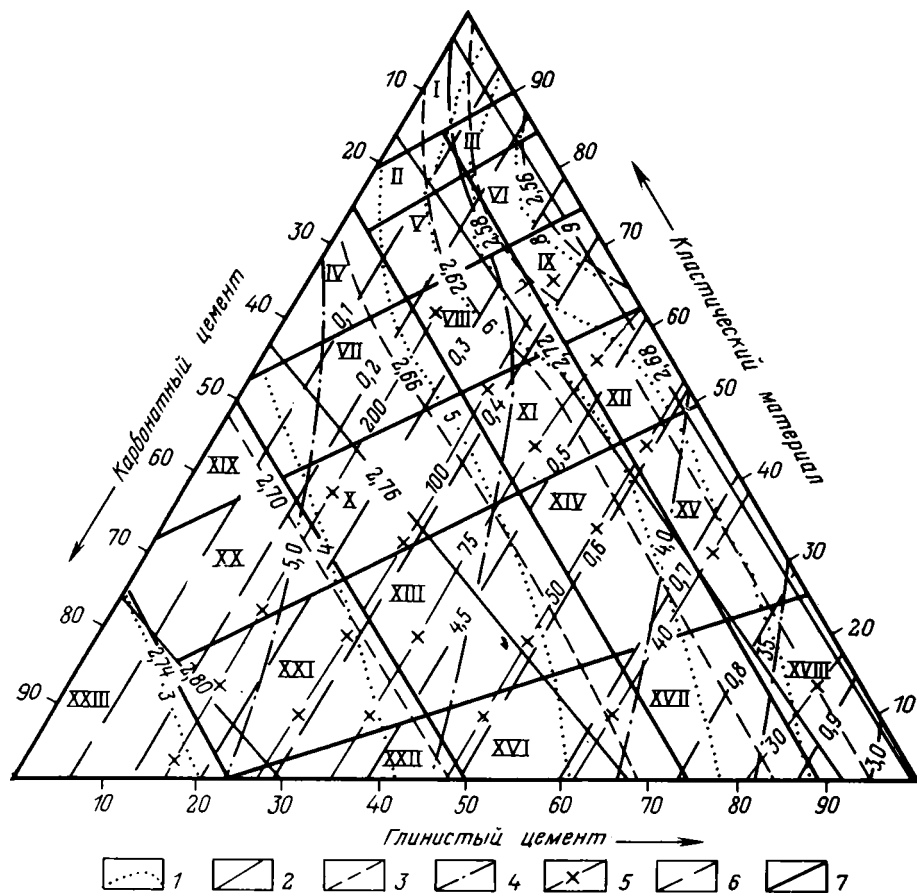
Номер петро- типа	SiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O												
	30	70	10	15	2	4	4	12	0,2	0,4	1	3	5	3	7	11	1	2	3	0,2	0,6	0,1	0,3	0,1	0,3	8	16	1	2
I																													
II																													
III																													
IV																													
V																													
VI																													
VII																													
VIII																													
IX																													
X																													
XI																													
XII																													
XIII																													
XIV																													
XV																													
XVI																													
XVII																													
XVIII																													
XIX																													
XX																													
XXI																													
XXII																													
XXIII																													

Фиг. 3. Пример геохимической характеристики петротипов угленосных пород (Печорский бассейн, Усинское месторождение; стадия эпигенеза VIII (Ж); литолого-геофизическая ступень I). Наименования петротипов см. в табл. 2. Содержание компонентов дано в процентах

Петрографическая характеристика углевмещающих пород Усинского месторождения Печорского бассейна
Стадия эпигенеза VIII (Ж). Литолого-геофизическая ступень I

Номер петро- типа	Наименование петротипа	Петрографическая характеристика							
		цвет	структура	текстура	тип цемента	преобладаю- щий размер обломков, мм	вещественный состав, %		
							глинистый цемент	карбонат- ный це- мент	кластичес- кий цемент
I	Конгломерат	Пестрый	Псефитовая. гравийно-мелкога- лечная	Массивная, неслойная	Пленочный, пле- ночно-поровый	1,0	0—5	0—10	90—100
II	Песчаник крупнозернистый с карбонатистым цементом	Светло-серый	Псаммитовая	Массивная	Поровый	0,5—1,0	0—7	10—21	79—90
III	Песчаник крупнозернистый с глинистым цементом	»	»	»	»	0,5—1,0	0—12	0—10	83—95
IV	Песчаник среднезернистый с карбонатным цементом	»	»	»	»	0,25—0,5	0—9	25—41	59—75
V	Песчаник среднезернистый с карбонатисто-глинистым це- ментом	»	»	»	»	0,25—0,5	0—16	10—25	66—83
VI	Песчаник среднезернистый с глинистым цементом	Серый	Алевропсаммито- вая	Массивная, слоистая	»	0,25—0,5	7—21	0—10	74—88
VII	Песчаник мелкозернистый с карбонатно-глинистым цемен- том	»	Псаммитовая	Массивная	Поровый, коррози- онно-поровый	0,1—0,25	0—21	25—50	41—66
VIII	Песчаник мелкозернистый с глинисто-карбонатистым це- ментом	Серый	Псаммитовая	Массивная	Поровый, базаль- ный	0,1—0,25	9—23	10—25	54—74
IX	Песчаник мелкозернистый с глинистым цементом	»	Псаммитовая, але- вропсаммитовая	»	»	0,1—0,25	16—32	0—10	62—79

X	Смешанная порода алевроитокarbonатно-глинистая	»	Пелитоалевритовая	Неслоистая	Базально-поровый	0,05—0,1	9—38	25—50	25—54
XI	Алевролит с глинисто-карбонатистым цементом	»	Алевроитовая, алевропсаммитовая	Слоистая	»	0,05—0,1	21—45	10—25	37—62
XII	Алевролит с глинистым цементом	Серый, темно-серый	Алевроитовая	»	»	0,05—0,1	28—50	0—10	45—68
XIII	Смешанная порода карбонатно-глинисто-алевритистая	То же	Пелитоалевритовая	Неслоистая, слоистая	Базальный	0,01—0,05	25—58	25—50	8—37
XIV	Смешанная порода глинисто-алевритокarbonатистая	Темно-серый, серый	»	Слоистая	»	0,01—0,05	38—69	10—25	17—45
XV	Аргиллит алевроитовый	То же	Пелитовая	»	Глинисто-карбонатный агрегат	0,01—0,05	45—75	0—10	21—50
XVI	Аргиллит карбонатный	Серый	Пелитовая в сочетании со сферолитовой	Неслоистая	Карбонатно-глинистый агрегат	0,01	42—75	25—50	0—17
XVII	Аргиллит карбонатистый	Темно-серый, серый	Пелитовая, реже сферолитовая	Неяснослоистая, линзовидно-слоистая	То же	0,01	58—90	10—25	0—21
XVIII	Аргиллит	Темно-серый	Пелитовая	Тонкослоистая, неяснослоистая	Глинистый агрегат	0,01	69—100	0—10	0—25
XIX	Карбонатная порода (конкреция) песчаная	Серый	Псаммитовая	Массивная, реже пятнистая	Коррозионная	0,1—0,25	0—9	50—70	30—50
XX	Карбонатная порода (конкреция) алевроитовая	»	Алевроитовая	Массивная	»	0,05—0,1	0—25	50—75	12—41
XXI	Карбонатная порода (конкреция) глинисто-алевритистая	»	Пелитоморфная в сочетании со сферолитовой	»	Карбонатно-глинистый	0,01—0,05	13—42	50—75	0—25
XXII	Карбонатная порода (конкреция) глинистая	Серый, желтоватосерый	Пелитоморфная	»	Карбонатно-глинистый агрегат	0,01	25—50	50—75	0—8
XXIII	Карбонатная порода (конкреция)	Серый	»	»	То же	—	0—25	75—100	0—25



Фиг. 4. Пример палетки выделения из разрезов скважин петротипов угленосных пород и определения их вещественного состава (Печорский бассейн, Усинское месторождение: стадия эпигенеза VIII (Ж); литолого-геофизическая ступень I)

1 — пористость; 2 — минералогическая плотность, г/см³; 3 — плотность насыщенных водой пород, г/см³; 4 — скорость распространения упругих продольных волн, км/с; 5 — удельное электрическое сопротивление, Ом·м; 6 — интенсивность естественного γ -излучения, отн. ед.; 7 — границы петротипов. I—XVIII — номера петротипов (см. табл. 2)

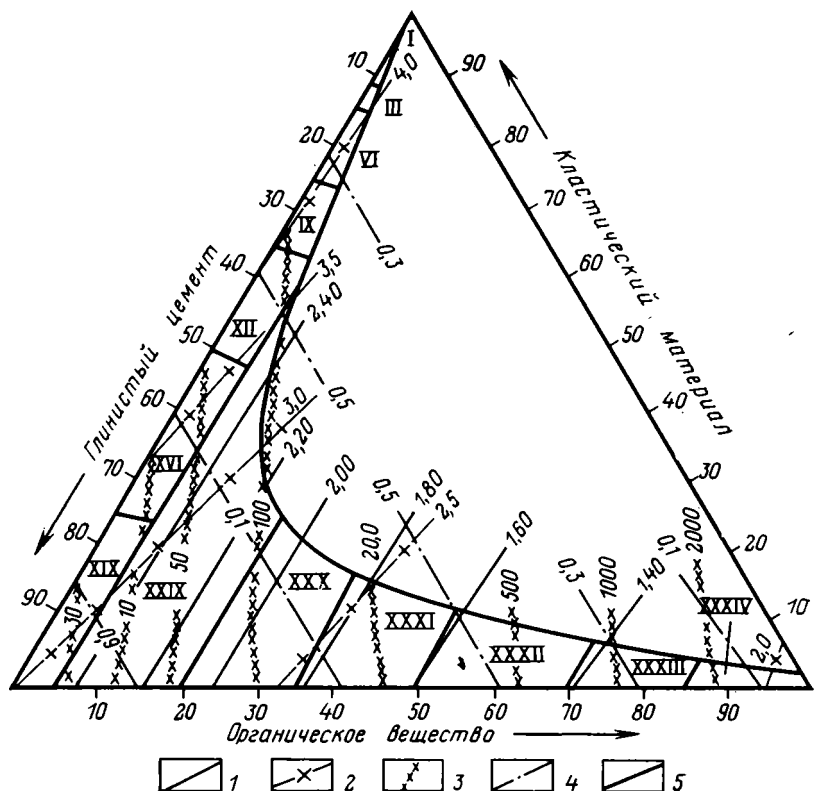
ных особенностей данных объектов разведки путем выбора из генерализованной классификации тех петрофизических типов, которые имеются на данном разведочном участке. При этом возможны и допускаются случаи, когда на каком-либо участке разведки будут выделены петротипы, которые не включены в генерализованную классификацию. Например, в нее не включены низко- и среднеуглистые алевролиты, поскольку они имеют локальное распространение среди углевмещающих пород только в одном Кузнецком бассейне.

В качестве примера приведем литолого-геофизическую классификацию угленосных пород и углей Усинского месторождения Печорского бассейна. По результатам исследований параметрических скважин в разрезе этого месторождения общей мощностью 1200 м, содержащем каменные угли VII (Г) и VIII (Ж) стадий метаморфизма, выделено пять литолого-геофизических ступеней, а в них 23 петрофизических типа вмещающих пород, имеющих определенную петрографическую характеристику (табл. 2), петрографическую характеристику шести петротипов углей и углистых пород (табл. 3), вещественный состав и петрофизическую характеристику вмещающих пород, удовлетворяющую критерию их разграничения (фиг. 2), а также геохимическую их характеристику (фиг. 3). По данным этих же исследований построена палетка, позволяющая оп-

Таблица 5

Петрографическая характеристика углей и углистых пород Усинского месторождения Печорского бассейна
Стадия эпигенеза VIII (Ж). Литолого-геофизическая ступень I

Номер петротипа	Наименование петротипа	Петрографическая характеристика		Структурно-текстурные особенности	Вещественный состав, вес. %					
		цвет	блеск		органиче- ское ве- щество	минераль- ное ве- щество	в т. ч. минеральных примесей			
							глинистое вещество	сульфиды	карбонаты	класти- ческий материал
XXIX	Аргиллит низкоуглистый	Темно-серый	Матовый	Фитопелитоморфно-слоистая	10—20	80—80	85—100	0—6	0—1	0—6
XXX	Аргиллит среднеуглистый	»	»	»	21—35	65—79	80—100	0—6	0—6	0—6
XXXI	Аргиллит высокоуглистый	Черный	»	Пелитоморфно-слоистая	35—50	50—64	70—100	0—8	0—16	0—8
XXXII	Уголь высокозольный	Темно-бурый	»	Полосчатая штриховая, од- нородная	51—70	30—49	70—100	0—10	0—15	0—15
XXXIII	Уголь среднезольный	Черный	Полублестящий, блестящий	Полосчатая	71—85	15—29	70—100	0—10	0—20	0—20
XXXIV	Уголь низкозольный	»	»	Полосчатая, реже однород- ная	85	15	70—100	0—10	0—30	0—30



Фиг. 5. Пример палетки выделения из разрезов скважин петротипов углей и углистых пород и определения их вещественного состава (Печорский бассейн, Усинское месторождение; стадия метаморфизма углей VIII (Ж); литолого-геофизическая ступень I) 1 — плотность насыщенных водой пород, г/см³; 2 — скорость распространения упругих продольных волн, км/с; 3 — удельное электрическое сопротивление, Ом·м; 4 — интенсивность естественного γ -излучения, отн. ед.; 5 — границы петротипов, наименования которых приведены в табл. 3

ределять вещественный (содержание в процентах кластического материала, глинистого и карбонатного цемента) и гранулометрический состав вмещающих пород с помощью геофизических измерений в скважинах (фиг. 4).

Палетка строится путем нанесения на нее точек в координатах треугольника с определенными значениями вещественного состава пластов (по сторонам треугольника) и их физических параметров (изолинии внутри треугольника). По этим данным (содержание карбонатного цемента, гранулометрии кластического материала) проведены границы петрофизических типов определенного вещественного и гранулометрического состава.

Для практического пользования палеткой необходимо нанести точки на изолинии или между ними физических свойств, измеренных в скважине на исследуемом пласте. Через эти точки проводятся изолинии различных физических свойств данного пласта, которые пересекутся в одной точке или образуют небольшой многоугольник погрешностей. Данная точка пересечения изолиний или центр многоугольника погрешностей определяет в координатах треугольника номер и название петрофизического типа и его вещественный состав.

Приведенная палетка позволяет выделять петрофизические типы и определять их вещественный состав в разрезе первой литолого-геофизической ступени во всех скважинах на участке разведки независимо от наличия керна, поднятого из скважины. Для других литолого-геофизических ступеней в разрезе месторождения строятся аналогичные палетки. Аналогично строится и используется диаграмма для определения пет-

рофизических типов углей и углистых пород и их вещественного состава (фиг. 5).

Совокупность приведенных по угольному месторождению или участку разведки результатов, представленных в табл. 2 и 3 и фиг. 2 и 3, составляет литолого-геофизическую классификацию пород и углей данного месторождения или участка.

Таким образом, в разрезе Усинского месторождения выделено 23 петрофизических типа вмещающих пород и шесть петротипов углей и углистых пород (всего 29 петротипов). Вещественный состав пород изменяется медленно и практически в пределах всего разреза мощностью 1200 м остается постоянным. Вещественный состав углей изменяется быстрее, и в данном случае в верхней части разреза угли относятся к VII (Г) стадии метаморфизма, а в нижней его части — к VIII (Ж) стадии, т.е. по вещественному составу они делятся на две стадии. Еще быстрее изменяются физические свойства пород и углей, вследствие чего разрез разделен на пять литолого-геофизических ступеней. Только в пределах одной ступени физические свойства пород и углей практически считаются постоянными, а в разрезе месторождения они изменяются 5 раз. В приведенных петрофизических характеристиках пород и углей (см. фиг. 2 и табл. 2) они относятся только к первой литолого-геофизической ступени разреза стадии VIII (Ж).

Следовательно, предложенная классификация выполняет две функции: глобальную, охватывающую все угольные месторождения и бассейны (генерализованная классификация), и конкретизирующую, выражающую особенности разведываемого участка (литолого-геофизическая классификация).

Генерализованная классификация угленосных отложений (пород и углей) и создаваемые на ее основе литолого-геофизические классификации этих отложений по отдельным месторождениям и участкам разведки позволяют унифицировать в масштабах Советского Союза геолого-геофизическую методику детальной документации угольных скважин с определением петрофизических типов и их вещественного состава. Это имеет большое научное и практическое значение.

Разработанная классификация опробовалась в Печорском, Донецком и Кузнецком бассейнах. Ее опробование подтвердило высокую достоверность определения минерального, геохимического и гранулометрического состава пород, а также петрофизической и эпигенетической характеристик их по данным геофизических исследований скважин.

Следовательно, данная классификация угленосных отложений позволяет резко поднять достоверность научного познания геологии угольных месторождений и улучшить качество их разведки. Поэтому использование ее в научных исследованиях является первостепенной задачей угольной геологии.

Литература

1. Гречухин В. В. Закономерности регионального метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород//Сов. геология, 1971. № 5. С. 21—57.
2. Гречухин В. В. Изучение угленосных формаций геофизическими методами. М.: Недра, 1980. 360 с.
3. Гречухин В. В., Иохин С. Б., Бакланов В. Г., Черников А. Г. Физические свойства угленосных отложений Воркутского месторождения по геофизическим данным//Сов. геология. 1974. № 7. С. 85—96.
4. Гречухин В. В., Вайткус Б. И., Сиротский Г. А., Черников А. Г. Петрофизические исследования угленосных отложений Кузнецкого бассейна, содержащих коксующиеся угли//Геология и геофизика. 1985. № 9. С. 53—66.
5. Гречухин В. В., Воевода Б. И., Дараган В. Н. и др. Петрофизические исследования угленосных отложений Донецкого бассейна//Сов. геология. 1985. № 11. С. 89—101.
6. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.

УДК 553.64(517)

ДРЕВНИЕ ФОСФОРИТЫ МОНГОЛИИ

БЯМБА Ж.

В статье рассмотрены условия формирования фосфоритов Монголии. Методом формационного анализа показано, что крупные залежи фосфоритов венд-раннекембрийского времени образовались биогенно-диагенетическим путем в шельфовых бассейнах аридного климата.

Древние фосфориты Монголии связаны с терригенно-карбонатными образованиями венд-кембрийской эпохи фосфатонакопления, проявившейся почти на всех континентах мира. Известны фосфоритовые месторождения и проявления Монголии образуют крупный Хубсугульский бассейн на севере страны (фиг. 1). На западе и юге страны развиты потенциально фосфоритоносные комплексы, в которых в последние годы выявлены небольшие по масштабам проявления.

Геология фосфоритоносных образований. Континентальные склоны, на которых происходило накопление фосфоритоносных образований, представляли собой сиалический фундамент, сформированный к началу раннего рифея, на что указывает также формационный состав слагающих комплексов. На территории Монголии установлено три крупных массива — Тувино-Монгольский, Центральномонгольский и Южно-Монгольский, в пределах которых широко развиты венд-раннекембрийские терригенно-карбонатные образования (фиг. 2). Они почти сплошным чехлом покрывают юго-западную и центральную части Тувино-Монгольского массива (хубсугульская серия), слагают широкую полосу на западном и южном склонах Центральномонгольского массива (цаганоломская, баян-гольская, саланы-гольская, орцогская свиты и др.) и прослеживаются по отдельным выходам доломитов, известняков и других пород (баргинобинская свита и ее аналоги) в пределах Южно-Монгольского массива. Нижняя их граница определяется выявленными структурными несогласиями и местными перерывами в осадконакоплении, верхняя — условная и определяется по несогласному налеганию на нее верхнекембрийско-ордовикских грубообломочных комплексов.

Возраст терригенно-карбонатных образований по находкам органических остатков определяется вендом — нижним кембрием, местами (в южной части Прихубсугулья) они включают отложения среднего кембрия. В Южно-Монгольском массиве верхний возрастной их предел, возможно, охватывает лишь самые низы нижнего кембрия или остается на уровне венда. Мощность этих образований составляет приблизительно 6000 м.

Вещественный состав терригенно-карбонатных образований довольно подробно изучен в Прихубсугулье и в бассейне р. Дзабхан, в других районах страны — менее детально. В их разрезе в пределах указанных массивов выделяются следующие вертикальные формационные ряды:

Тувино-Монгольский массив Центральномонгольский массив Южно-Монгольский массив

Терригенно-карбонатная

Терригенно-карбонатная

Терригенная

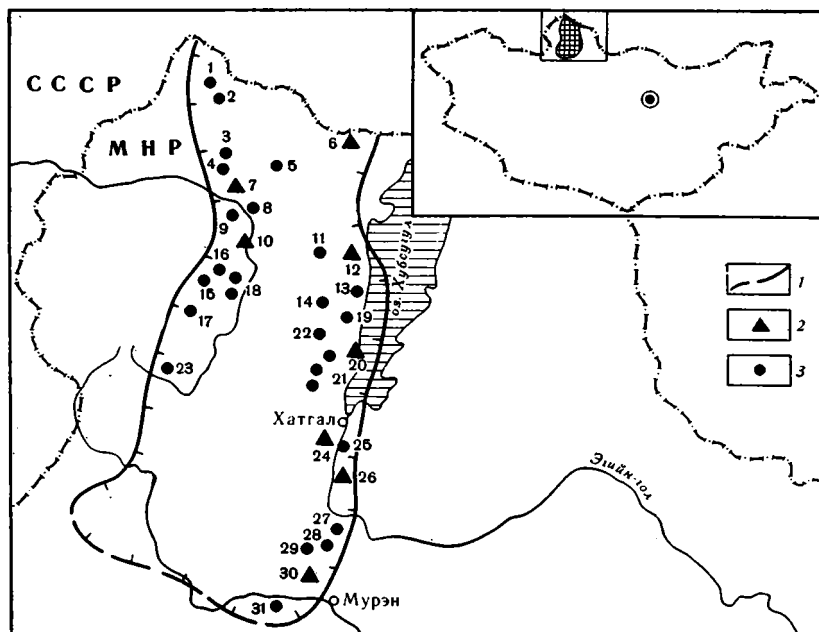
↑
Известняковая

↑
Фосфоритоносная

↑
Кремнисто-доломитовая

↑
Кремнисто-доломитовая

↑
Кремнисто-доломитовая



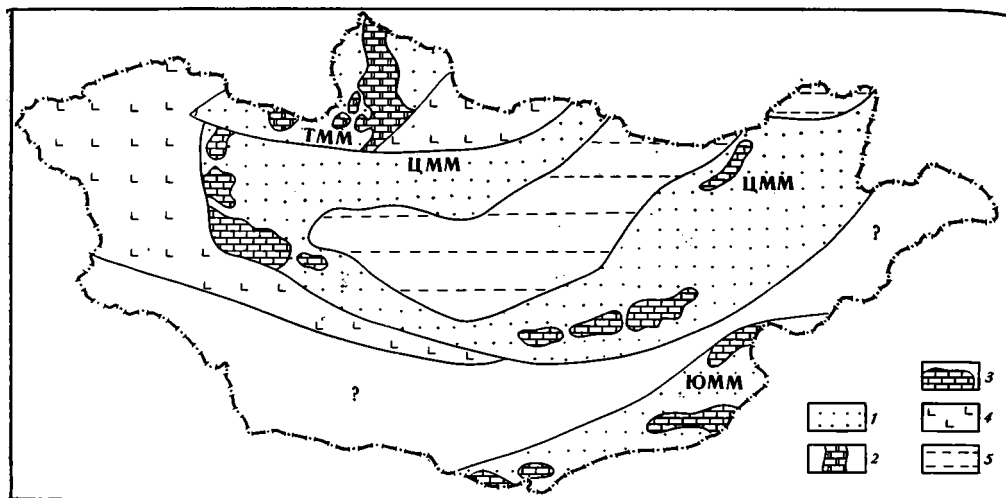
Фиг. 1. Схема расположения месторождений фосфоритов и фосфатопроявлений Хубсугульского бассейна

1 — границы бассейна; 2—3 — месторождения и фосфатопроявления: 1 — Дэртругское, 2 — Таргалулинское, 3 — Среднетенгисинское, 4 — Уцзэгинское, 5 — Устьхабхайское, 6 — Ухагольское, 7 — Хогорганское, 8 — Восточно-Доднурское, 9 — Хармаинское, 10 — Цаганнурское, 11 — Маратуинулинское, 12 — Улеиндабанское, 13 — Чжиглигское, 14 — Харагольское, 15 — Хугэингольское, 16 — Баянгольское, 17 — Тэменсултинское, 18 — Дархатская группа, 19 — Харасугульское, 20 — Хубсугульское, 21 — Арасанская группа, 22 — Багацагангольское, 23 — Хунх, 24 — Бэрхимулинское, 25 — Хурэннурское, 26 — Манханулинское, 27 — Ихцахирское, 28 — Султологийское, 29 — Дорожное, 30 — Бурэнханское, 31 — Цаганнурууское

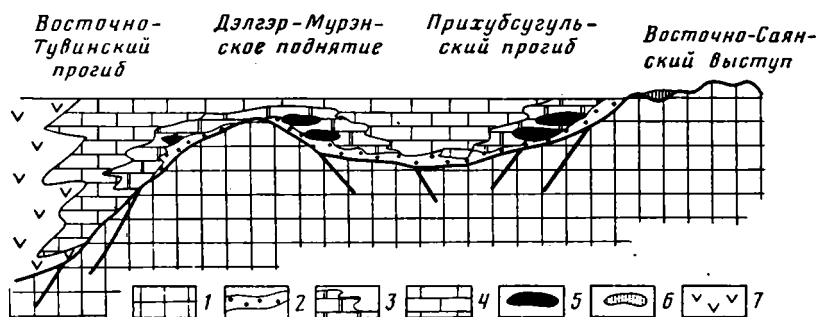
Рассмотрим некоторые особенности формационных рядов Тувино-Монгольского массива [8, 11, 12, 14], в пределах которого располагается Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (фиг. 3). Нижняя кремнисто-доломитовая формация начинается из базальных слоев, сложенных мелкогалечными конгломератами с карбонатным цементом, и представлена главным образом серыми, кремовыми, массивными, местами брекчиевидными доломитами, содержащими небольшие вендские онколитовые биогермы. В южном Прихубсугулье среди доломитов появляются маломощные (до 2 м) темные и светло-серые кремнистые породы с отпечатками, напоминающими вендскую бесскелетную фауну.

В 300—500 м выше подошвы хэсэнской свиты внутри данной формации среди доломитов на южном Прихубсугулье появляются «плавающие» среднеокатанные карбонатные гальки, вероятно, оказавшиеся среди слабо консолидированных доломитовых осадков. На этом же уровне в районе западного побережья оз. Хубсугул известны также «плавающие» тиллитоподобные конгломераты. Их гальки состоят из хорошо окатанных кремнистых пород и реже из доломитов. Доломиты надстраиваются тонкослоистыми глинисто-кремнистыми, глинисто-карбонатными сланцами, массивными фтанитами, пластами богатых фосфоритов и реже битуминозными известняками. В этих фосфоритоносных образованиях пока не обнаружены скелетные формы, кроме бентосных брахиопод, хиолитов и хиолительментов.

Рассматриваемая фосфоритоносная кремнисто-доломитовая формация по вещественному составу очень сложна как по вертикали, так и по латерали. На севере Прихубсугульского прогиба она завершается светло-серой массивной толщей доломитов мощностью примерно 100—300 м. На юге прогиба в низах надфосфатной пачки в составе карбо-



Фиг. 2. Схема распространения позднепротерейско-раннекембрийских терригенно-карбонатных образований
1 — древние устойчивые массивы; 2 — выходы терригенно-карбонатных фосфоритоносных формаций; 3 — выходы потенциально фосфоритоносных терригенно-карбонатных формаций; 4 — районы преимущественно с вулканогенным осадконакоплением; 5 — районы преимущественно с терригенным осадконакоплением. ТММ — Тувино-Монгольский массив, ЦММ — Центральномонгольский массив, ЮММ — Южно-Монгольский массив



Фиг. 3. Принципиальная схема накопления фосфоритоносной Хубсугульской серии в Северной Монголии
1 — ложе формаций; 2 — базальные слои; 3 — доломиты; 4 — известняки; 5 — фосфориты; 6 — бокситы; 7 — вулканиты

натных пород преобладают слоистые известняки мощностью не менее 400 м, а в верхах — серые и темно-серые доломиты (1500 м).

В доломитах редко встречаются прослои известняков. Структура доломитов мозаичная. Пространство между доломитовыми зернами заполнено кальцитом. Среди доломитов на юге Прихубсугульского прогиба отмечены строматолитовые постройки. В разрезе формации часто встречаются различные по форме и размерам кремнистые стяжения. Число фосфоритовых пластов колеблется от 1 до 5, мощность — от 5 до 100 м. По восточному борту Прихубсугульского прогиба протяжение их составляет 30—40 км, а в других местах — в среднем 1—3 км. Необходимо отметить, что в пределах западного борта Прихубсугульского бассейна увеличивается число фосфоритовых пластов и уменьшается их мощность, кроме того, здесь в строении формации преобладают тонкослоистые кремнистые породы, доломиты и одновременно уменьшается роль терригенного материала по сравнению с восточным и южным бортами.

Кремнисто-доломитовая формация завершается горизонтом обломочных пород, гальки которых состоят из кварца, халцедона, микрокварцита, фосфоритов, реже доломитов и известняков. Матрикс пред-

ставлен глинисто-кремнистыми материалами. К этому горизонту приурочены так называемые песчаниковые фосфориты с убогим содержанием фосфорного ангидрида.

В целом же в пределах фосфоритоносной кремнисто-доломитовой формации по мере удаления от восточного борта Прихубсугульского прогиба на запад уже на расстоянии нескольких километров из разреза исчезают доломиты и грубообломочные фации и постепенно сменяются довольно однообразными тонкослоистыми темно-серыми, местами черными известняками и глинистыми сланцами с частыми тонкими прослоями кремнистых пород. Далее в Джидинской и других зонах они фациально переходят к разновозрастным существенно вулканогенным комплексам.

Следующая известковая формация примерно соответствует хоридулинской (эрхэлнурской) свите и сложена в основном темно-серыми органогенными и хемогенными известняками и реже прослоями темно-серых кремнистых пород и фтанитов (2500 м).

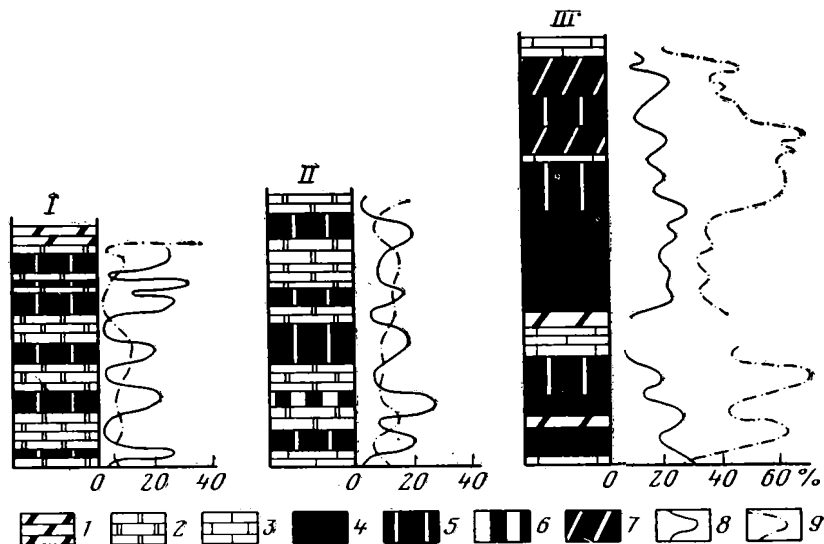
Органогенные известняки образованы крупными биогермными рифами, в которых в большом количестве встречаются археоциатовые постройки. Интересно отметить, что археоциатовые рифы широко развиты в южном Прихубсугулье и прослеживаются на север в меридиональном направлении вдоль центральной части Прихубсугульского прогиба почти до границы с Советским Союзом. Отдельные рифы отмечены в соседних разновозрастных структурах, сложенных осадочно-вулканогенными образованиями. Такие же археоциатовые постройки известны в пределах соседних Сангиленского и Боксон-Сархойского прогибов.

Характерная особенность известняковой формации — широкое проявление в ней узорчатых текстур. Образование таких текстур, вероятно, связано с тем, что полуконсолидированные осадки в процессе диагенеза подвергались донному течению, в котором могли принимать активное участие донные или роющие организмы. Среди слоистых известняков местами хорошо выражены следы турбидитных течений. В этих известняках изучены трилобиты и брахиоподы, ведущие бентосный образ жизни.

Известняковая формация в Прихубсугульском прогибе постепенно вверх сменяется зеленоватыми и зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, гравелитами, которые, в свою очередь, переходят к темно-серым известнякам с прослоями маломощных кремнистых пород (ухутологойская и уджигингольская свиты).

На юге Прихубсугульского прогиба, а затем в западном и северо-западном обрамлениях Дзабханской зоны отложения терригенно-карбонатной формации по латерали частично или полностью замещаются диабазовыми и андезитовыми порфиритами и их туфами. Эта формация охарактеризована в районе Южного Прихубсугулья трилобитами нижнего и среднего кембрия. Таким образом, из сказанного следует, что фосфоритоносные формации Тувино-Монгольского массива представлены существенно терригенно-карбонатными образованиями. Вулканогенные образования отсутствуют или встречаются крайне редко на ограниченной площади в верхних частях разреза.

Потенциально фосфоритоносные образования, известные в пределах Центрально-Монгольского и Южно-Монгольского массивов, также представлены (снизу вверх) кремнисто-доломитовой, терригенно-карбонатной и терригенной формациями [1]. Эти формации близки по своему строению к фосфоритоносной кремнисто-доломитовой формации Тувино-Монгольского массива, для которой характерны темные и темно-серые доломиты, кремнистые породы, известняки, песчаники, алевролиты и гравелиты. В пределах цаганоломской и орцогской свит установлено [1] низкое (1—10,7%) содержание P_2O_5 , местами достигающее 25,5%. Повышенное содержание P_2O_5 в породах кремнисто-доломитовой, терригенно-карбонатной формаций свидетельствует о возможности обнаружения фосфоритовых месторождений в этих районах. При этом необходимо отметить, что в аналогичных образованиях позднего рифея —



Фиг. 4. Строение фосфоритоносных пачек Хубсугульского бассейна
 1 — кремни; 2 — доломиты; 3 — известняки; 4 — неслоистые монофосфаты;
 5 — слоистые фосфориты карбонатные; 6 — то же кремнисто-карбонатные;
 7 — то же кремнистые; 8 — содержание P_2O_5 , %; 9 — содержание п. о., %
 I—III — месторождения (I — Цаганнурское, II — Хубсугульское, III — Бурэнханское)

раннего палеозоя северного обрамления Китайской платформы известны проявления фосфоритовых руд [7].

Строение фосфоритоносных пачек. Фосфоритоносные пачки каждого месторождения и проявления Хубсугульского бассейна имеют свои особенности, но в то же время и некоторые общие черты [8, 10, 12]. Почти на всех месторождениях и проявлениях горизонт, подстилающий нижний пласт фосфоритов, представлен брекчиевидными доломитами, карбонатными конгломератами, черными плитчатыми известняками. Как правило, наиболее продуктивен на всех месторождениях бассейна нижний пласт фосфоритов. На Бурэнханском месторождении он имеет среднюю мощность 60 м, но на других месторождениях расщепляется на три—пять пластов мощностью в первые десятки метров, разделенных фосфатизированными и бесфосфатными кремнистыми известняками, кремнями и доломитами. Фосфоритовый пласт перекрывается горизонтом черных кремней мощностью до 40 м (фиг. 4).

Наиболее выдержанным по простиранию является нижний пласт, остальные пласты выклиниваются или замещаются слабофосфатизированными доломитами и кремнистыми породами. Мощность пластов уменьшается по мере удаления от борта бассейна, и они постепенно выклиниваются. На Хубсугульском месторождении фосфоритовые пласты нижнего уровня надстраиваются толщей доломитов с горизонтами известняков мощностью около 100 м, на Бурэнханском месторождении в составе этого горизонта преобладают известняки мощностью около 1500 м, реже невыдержанные горизонты кремней и фосфоритов.

Представляется следующая примерная схема ритмов осадконакопления: кремнистые и терригенные породы — фосфориты — кремнистые породы — доломиты (известняки). Формирование фосфоритоносной формации завершается низкокачественными фосфоритовыми пластами второго уровня. Пласты представлены песчаниками, гравелитами, конгломератами, сланцами и доломитами, в которых фосфатный материал присутствует в виде зерен, сгустков, слойков и обломков вместе с другим обломочным материалом. Матрица представлена доломитами и глинистыми породами. Фосфоритоносная пачка согласно перекрывается горизонтом доломитов небольшой мощности, которые сменяются мощной толщей органогенных известняков.

Из изложенного видно, что фосфоритонесные пачки Хубсугульского бассейна имеют очень сложное строение. Главные пласты с перерывами прослеживаются вдоль западного и восточного бортов, фиксируя при этом два более или менее выраженных уровня фосфатонакопления (см. фиг. 3).

Вещественный состав фосфоритов. Фосфориты Хубсугульского бассейна представляют собой макроскопически черные породы, напоминающие кремни или битуминозные известняки, имеют массивное (афанитовое), слоистое и зернистое (пеллетовое) строение. Изучением фосфоритовых руд бассейна занимались А. В. Ильин и Г. И. Ратников [12, 13]. Здесь выделяются афанитовые (монофосфатные), слоистые, микрозернистые (пеллетовые), брекчиевые и обломочные петрографические разновидности фосфоритов. Они характерны для основного нижнего уровня фосфатообразования. Петрографические разновидности фосфоритов не образуют четких закономерностей распределения. Встречаются они почти на всех месторождениях в различных соотношениях. К монофосфатам отнесены массивные бесструктурные разновидности, содержащие незначительное количество (3—4%) нерастворимого остатка. В монофосфатах как зерна, так и матрикс сложены фосфатным веществом. Среди монофосфатов иногда выделяются слабо заметные округлые структуры, в центре которых находятся кварцевые зерна. Часто встречаются монофосфаты с чередующимися между собой светло- и темноокрашенными тонкими полосками. Наиболее распространены слоистые фосфориты, состоящие из чередующихся монофосфатных и доломитовых полосок. Нижние контакты фосфатных полосок очень резкие, а верхние расплывчатые, как бы фосфатные полоски постепенно переходят к доломитовым полоскам. Местами доломитовые полоски содержат обломки или зерна фосфатов. К пеллетовым фосфатам относятся зернистые, озерные, оолитовые разновидности, состоящие из микрозерен (0,05—0,2 мм) концентрического строения или округленного бесструктурного фосфата. Внутри этих пеллетов часто обнаруживаются кварцевые и полевошпатовые зерна. Цемент карбонатный, кремнисто-карбонатный, иногда пеллеты плотно прилегают друг к другу. Брекчиевые фосфориты встречаются довольно широко. Они образованы путем внутрипластового взламывания слоев слоистых фосфоритов.

Электронно-микроскопическое изучение показало, что фосфатная масса монофосфатов и слоистых фосфоритов в большинстве случаев бесструктурна и состоит из кристаллов апатита размером 0,5—1,0 мк. Кристаллы расположены либо беспорядочно, либо с радиально-лучистой их ориентировкой. Зернистые фосфориты образуют пучковидные или радиально-лучистые агрегаты субколломорфной структуры. Исходя из микроструктурных особенностей фосфатного вещества можно выделить бесструктурные (монофосфаты, слоистые и брекчиевые фосфориты) и пеллетовые (зернистые, микрозернистые, оолитовые и др.) разновидности. Фосфатное вещество в фосфоритовых рудах представлено кристаллическими или субколлоидными агрегатами, состоящими из изоморфного ряда: фторапатит — фторгидроксилapatит.

Фосфоритовые руды состоят из фосфата, карбоната и кремнистых пород. В зависимости от соотношения с карбонатными и кремнистыми породами определяются типы руд, их качество. Карбонатные и кремнисто-карбонатные фосфориты преобладают на месторождениях восточного и южного бортов Хубсугульского бассейна, кремнистые — на месторождениях западного борта. В афанитовых и слоистых фосфоритах содержание P_2O_5 колеблется в среднем от 20 до 40%, в пеллетовых — от 5 до 26%. Содержание SiO_2 обратно пропорционально содержанию P_2O_5 . Кремнистые минералы состоят в основном из халцедона и кварца.

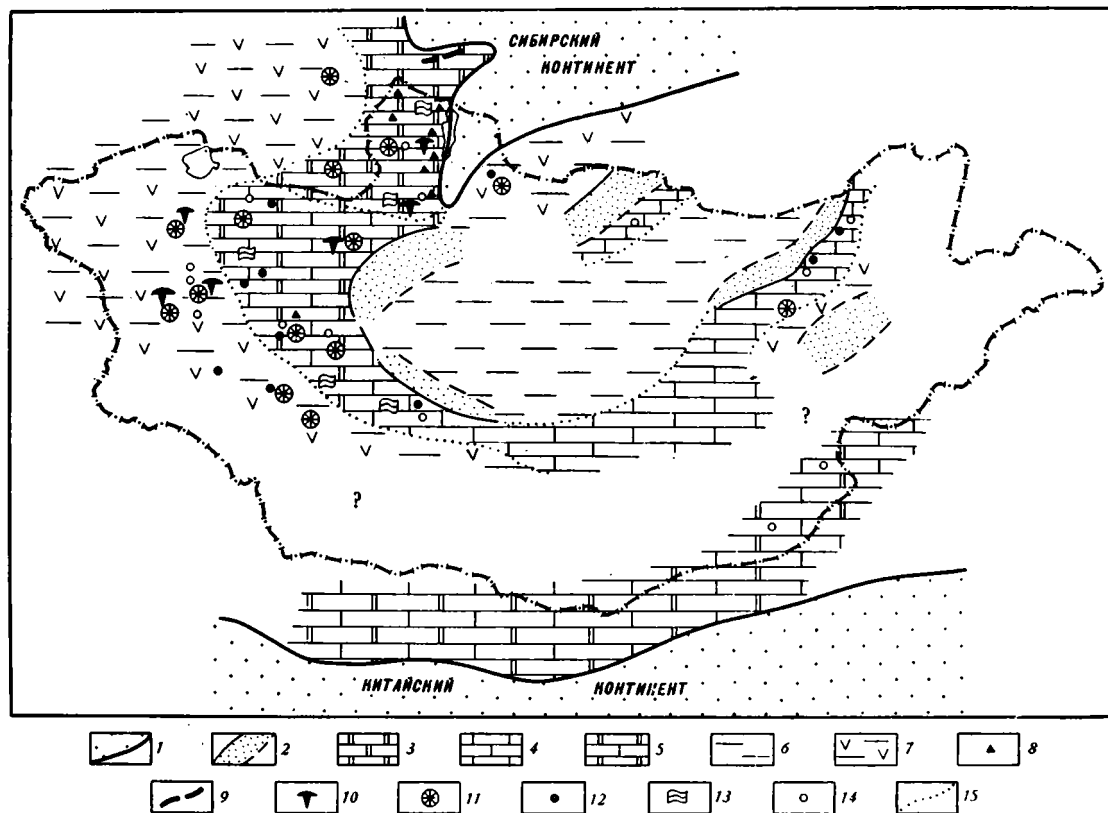
Из элементов-примесей в фосфоритовых рудах бассейна определены свинец, молибден, ванадий, никель, олово, хром, кобальт, медь, серебро, стронций, мышьяк, марганец, цинк, уран. Породы фосфоритонесной пачки обогащены также C_{org} (0,5—5,0%).

Палеогеографические условия фосфатонакопления. Известно, что на формирование фосфоритовых залежей большое влияние оказывают палеогеографические факторы [2, 4, 5, 16, 17]. Изложенный выше материал позволяет сделать некоторые палеогеографические интерпретации (фиг. 5).

Изменчивость формационного состава кремнисто-доломитовых, известняковых формаций, а также развитие биогенных рифов (от венда до нижнего кембрия включительно) показывает, что поверхность континентального шельфа Тувино-Монгольского и Центрально-Монгольского массивов отличается сложным рельефом, который, вероятно, расчленялся на приподнятые и опущенные блоки, подготовленные предыдущими верхнерифейскими процессами тектонического развития. Примерно на меридиане оз. Хубсугул, по-видимому, находилась береговая часть шельфового бассейна, о чем свидетельствует увеличение терригенного материала в этом направлении. Кроме того, фосфоритоносная кремнисто-доломитовая формация тяготеет к бортам Прихубсугульско-го прогиба в полосе шириной в первые десятки километров. В этой связи интересны исследования А. В. Ильина [12], показавшие, что содержание доломитового составляющего (магния) в карбонатных породах бассейна увеличивается в сторону прибрежной зоны. Это позволяет считать, что осаждению доломитов в указанных условиях благоприятствовал сильный прогрев прибрежной воды шельфа.

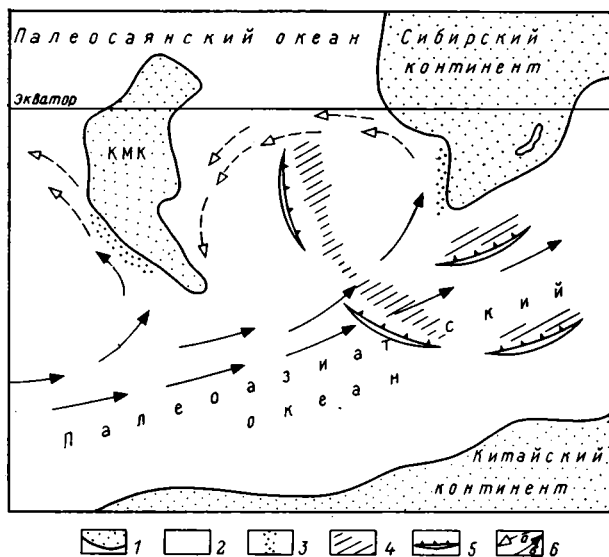
Рассмотрим характер рельефа поверхности шельфа западной части Прихубсугулья. В этом районе, исходя из работы [12], реставрировался заливообразный палеобассейн, расположенный между Уригольским (на востоке) и Дэлгэрмуренским (на западе) выступами. Однако исследования последних лет [14] показали, что по крайней мере в период фосфатонакопления Дэлгэрмуренский выступ играл роль конседиментационного поднятия. Это подтверждается тем, что он сложен рифейскими терригенно-карбонатными образованиями, кроме того, состав вендско-нижнекембрийской кремнисто-доломитовой формации становится мористее по сравнению с синхронной формацией восточного борта Прихубсугульско-го прогиба. Таким образом, центральная и западная части Тувино-Монгольского массива представляли собой шельфовую зону шириной в первые сотни километров, со сложным рельефом дна, уровень которого находился выше уровня карбонатной компенсации и тем самым контролировал осадконакопление, в том числе и фосфатонакопление. Морское побережье простиралось в субмеридиональном направлении примерно от южного Прихубсугулья на юге до Саянских гор на севере. На месте современного Дэлгэрмуренского поднятия, вероятно, находилось конседиментационное подводное поднятие, а на месте восточного и юго-восточного Прихубсугулья — древний пенеплен, служивший поставщиком местного обломочного материала. Попытаемся на основе литологических индикаторов реконструировать климат вендско-раннекембрийского времени. Карбонатные породы, слагающие фосфоритоносную и надфосфоритоносную формации представлены исключительно морскими доломитами и известняками. Известняки в виде небольших горизонтов наблюдаются в низах разрезов среди доломитовой толщи хэсэнской свиты и ее аналогов. Доминирующее положение они занимают в средней и верхней частях разреза хубсугульской серии. Как известно [18], известняки приурочены к низким широтам, т. е. к районам аридного и тропического климата. Рифогенные известняки средней части разреза субсугульской серии также указывают на аридный субтропический климат этого времени.

Фосфориты в то же время являются индикаторами теплого и несколько засушливого климата [16], притом микрозернистые, зернистые и оолитовые фосфориты с высоким содержанием P_2O_5 образуются в аридной области. Резкая подавленность глинистых пород в разрезе фосфоритоносной серии Северной Монголии, вероятно, также является признаком аридного климата. Обилие фтанитов и кремнистых пород, часто ассоциирующихся с фосфоритами и доломитами, позволяет сде-



Фиг. 5. Палеогеографическая схема позднего рифея — раннего кембрия Монголии

1 — континенты и их границы; 2 — островные суши и их границы; 3—5 — шельфовые зоны и подводные поднятия преимущественно с терригенно-карбонатным осадконакоплением (3—преимущественно доломиты, 4 — преимущественно известняки, 5 — перемежающиеся доломиты и известняки); 6 — внутринеоморские бассейны, преимущественно с терригенным осадконакоплением; 7 — океанические бассейны, преимущественно с осадочно-вулканогенным осадконакоплением; 8 — фосфориты; 9 — бокситы; 10—14 — места находок органических остатков (10 — трилобитов, 11 — археоциат, 12 — онколитов, 13 — строматолитов, 14 — микрофоссилий); 15 — граница фаций



Фиг. 6. Реконструкция вендско-кембрийских океанических бассейнов и положения материков Центральной Азии
1 — континенты; 2 — океаны; 3 — фосфориты; 4 — районы островных дуг; 5 — предполагаемые оси субдукции и направления их падения; 6 — морские течения (а — теплые, б — холодные); КМК — Казахстанский микроконтинент

лать вывод об их аутогенности. Примерно на одном стратиграфическом уровне в низах боксонской серии Восточного Саяна развиты бокситы, а в Прихубсугулье — бокситоподобные породы (аллиты), которые также являются чуткими индикаторами тропического влажного климата. На этом же уровне известны накопления значительного количества галогенных образований (усольская свита и ее аналоги) на юго-востоке Сибирской плиты, также свидетельствующие об аридном климате.

Таким образом, даже неполная характеристика литологических индикаторов климата геологического прошлого венда — нижнего кембрия Северной Монголии дает достаточное основание утверждать об аридном климате района, характерного для низких широт. Эти данные удовлетворительно согласуются с результатами палеомагнитных измерений [9].

Литологический состав фосфоритоносной формации практически однообразен (кремнисто-карбонатный); в ее составе отсутствуют терригенные образования значительной мощности. Это обстоятельство дает основание предполагать, что обрамлявшая шельфовую зону с севера и востока суша практически была слабо дренирована.

Пелитоподобные породы и «плавающие» конгломераты, описанные в основании фосфоритоносной формации, возможно, обусловлены криогенными процессами, проявившимися по соседству. Климатические показатели вендско-раннекембрийского времени территории Северной Монголии и реконструируемый характер рельефа юга Сибирского континента, а также палеомагнитные данные позволяют предполагать, что южное его окончание преграждало доступ юго-западным пассатам, вызванным зоной высокого атмосферного давления. Возникшие устойчивые юго-западные пассаты порождали морские холодные течения, согласные с их направлением. Таким образом, юго-западный шельф Сибирского материка, находившийся в аридной зоне, омывался холодным морским течением, которое способствовало апвеллингу — подъему из глубин холодных вод на поверхность [15]. Эти течения, видимо, приносили биомассу в шельфовую зону (фиг. 6). Следовательно, есть все основания предполагать, что шельфовые зоны Тувино-Монгольского и Центрально-Монгольского массивов открывались на запад и юго-юго-восток в сторону Озерной и Джидинской зоны, где образовывались од-

новозрастные вендско-раннекембрийские осадочно-вулканогенные комплексы [8, 14].

В образовании фосфоритов несомненно важное значение сыграл состав воды морского бассейна вендско-раннекембрийского времени, о котором можно судить лишь косвенно на основании изучения вещественного состава осадочных отложений того времени [5, 17—19]. Широкое развитие доломитов и эвапоритов, кремнистых пород и фтанитов, а также региональная зараженность терригенно-карбонатных образований органическим веществом и фосфатом дают возможность предполагать обогащенность воды вендско-раннекембрийского палеоокеана магнием, хлоридами, кремнеземом и органическим веществом. Нижняя часть хубсугульской серии особенно обогащена органическими углеводами ($C_{орг}$ 0,1—2,0%). Данные П. В. Осокина и других геологов по Бурэнханскому месторождению показывают, что содержание $C_{орг}$ в фосфоритах южной части бассейна еще выше (0,5—5%), что совпадает с расцветом в венд-кембрийскую эпоху бесскелетной и скелетно-органической жизни в океанах. Кроме того, Ю. А. Борщевский и др. [6], изучая изотопный состав кислорода фосфоритов месторождений Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, приходят к выводу, что фосфориты образовались биохимическим путем в условиях морских эпиконтинентальных бассейнов, имеющих постоянную гидродинамически активную связь с океаном и характеризующихся высокой биологической продуктивностью. Автор, допуская, что первоначальным доминирующим источником фосфатного вещества в Мировом океане является континентальный снос [7], приходит к заключению, что в качестве носителя его в формировании крупных залежей фосфоритов главную роль играют биогенные факторы. Дальнейшее преобразование фосфатного вещества в фосфориты происходило, видимо, на диагенетическом этапе литификации осадков [3, 4].

* * *

Хубсугульский фосфоритоносный бассейн, расположенный на севере Монголии, и потенциально фосфоритоносные структуры Западной и Центральной Монголии являются частью огромной Азиатской фосфоритоносной провинции позднего палеозоя — кембрия. Формирование древних фосфоритов Монголии происходило как на эпиконтинентальном шельфе южного окончания Сибирской платформы (Тувинно-Монгольский массив), так и на склонах внутриокеанических поднятий (Центрально-Монгольский массив). Ложа этих эпиконтинентальных структур, в частности Тувинно-Монгольский шельфа, усложнились чередованием приподнятых (Дэлгэрмуренский и др.) и опущенных (Дархатско-Хубсугульский) блоков и блоков субмеридионального направления, созданных предшествующей стадией развития.

Образование фосфоритов приурочено к ранним этапам общего трансгрессивного цикла осадконакопления, вероятно, связанного с межледниковой эпохой. Наиболее богатые фосфориты Монголии ассоциируются с кремнисто-карбонатной формацией венда — нижнего кембрия. Из трех более или менее выраженных уровней фосфатообразования в Монголии наиболее продуктивен нижнекембрийский (томмотский). Среди петрографических разновидностей доминируют афанитовые, слоистые и микрозернистые фосфориты.

На фоне общего сложного строения фосфоритоносных пачек наблюдается фаціальное их выклинивание в сторону центральной части прогибов; установлена грубая ритмичность фосфатонакопления, которая начинается терригенными породами и завершается карбонатонакоплением.

Формирование древних фосфоритов происходило в низких широтах в аридных климатических условиях. Фосфориты Монголии, вероятно, имеют биогенно-диагенетическое происхождение. Таким образом, в вендско-раннекембрийское время на территории Тувинно-Монгольского и

Центрально-Монгольского массивов существовали благоприятные сочетания палеогеодинамических и палеогеографических условий для формирования значительных залежей фосфоритов.

Литература

1. Бажин Ю. М., Бямба Ж., Осокин П. В. Перспективы территории МНР на выявление фосфоритовых месторождений//Геология и полезные ископаемые Монгольской Народной Республики. Вып. II. М.: Недра, 1984. С. 189—194.
2. Батурин Г. Н., Безруков П. Л. Фосфориты на дне океанов//История мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 237—258.
3. Батурин Г. Н. Современное и верхнечетвертичное фосфоритообразование на шельфах океанов: Автореф. дис... докт. г.-м. наук. М.: ГИН АН СССР, 1975. 48 с.
4. Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Осадочные формации океанов//История Мирового океана М.: Наука, 1971. С. 107—127.
5. Богданов Ю. А., Каплин П. А., Николаев С. Д. Происхождение и развитие океана. М.: Мысль, 1978. 160 с.
6. Борщевский Ю. А., Борисова С. Л., Юдия Н. И. и др. Изотопный состав кислорода фосфоритовых месторождений Монголии//Материалы VIII Всесоюзного симпозиума по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1980. С. 108—110.
7. Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1966. 195 с.
8. Бямба Ж. Структурно-фациальные зоны рифея — кембрия Северной Монголии и их фосфоритоносность: Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. М.: ГИН АН СССР, 1972. 26 с.
9. Городницкий А. М., Зоненшайн Л. П., Мирлин Е. Г. Реконструкция положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 122 с.
10. Донов М. А., Едемский Е. В., Ельянов А. А. и др. Кембрийские фосфориты МНР//Сов. геология. 1967. № 3. С. 55—60.
11. Зайцев Н. С., Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн//Докл. АН СССР. 1970. Т. 192. № 2. С. 391—394.
12. Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973. 167 с.
13. Ильин А. В., Ратников Г. И. О фосфоритах Хубсугульского бассейна в Монголии//Литология и полез. ископаемые. 1971. № 1. С. 63—75.
14. Ильин А. В., Бямба Ж. Путеводитель экскурсии «Фосфориты Хубсугульского бассейна в МНР». М.: ГИН АН СССР, 1980. 135 с.
15. Казаков А. В. Геотектоника и формирование фосфоритовых месторождений//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 5. С. 42—68.
16. Лисицын А. П. Зональность природной среды и осадкообразование в океанах//Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 37—52.
17. Сеницын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 247 с.
18. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
19. Холланд Г. Д. Эволюция морской воды//Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 556—565.

Министерство геологии
и горнорудной промышленности МНР,
Улан-Батор

Поступила в редакцию
25.IV.1985

УДК 552.52 : 551.762 (470.67)

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ДАГЕСТАНА

ГАВРИЛОВ Ю. О., ЦИПУРСКИЙ С. И.

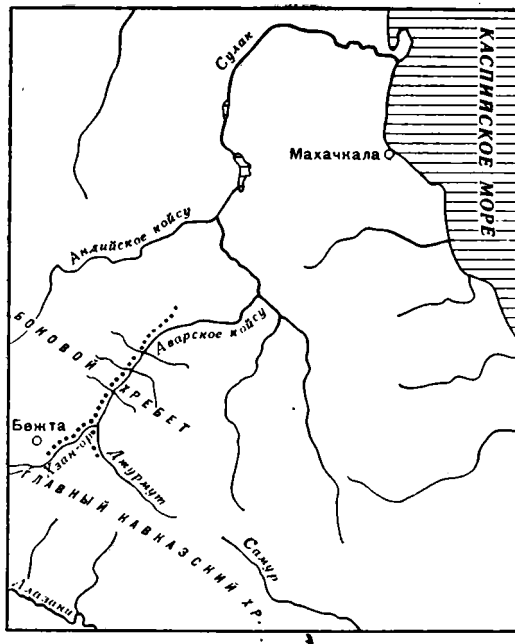
В 9-километровой толще ниже- и среднеюрских терригенных отложений изучено распространение глинистых минералов. Показано, что сверху вниз по разрезу, а также в направлении увеличения степени дислоцированности слоев — от зоны их моноклинального залегания к зоне интенсивной складчатости — происходит смена ассоциаций глинистых минералов от гидрослюда-каолинит-хлоритовой к серицит-хлоритовой. Одновременно наблюдается изменение политипных модификаций слюдястых минералов от 1 М к 2 М₁. Установленные разнообразные преобразования глинистых минералов связаны с интенсивными ката- и метagenетическими процессами, а также с воздействием на породы бокового стресса, обусловившего появление кливажа.

Ниже- и среднеюрские песчано-глинистые отложения распространены на большой площади Северо-Восточного Кавказа. Залегая здесь в пределах разных тектонических структурных зон, отложения в различной степени подверглись постдиагенетическим преобразованиям. Целью наших исследований было выяснение минерального состава и характера изменений глинистых минералов от наиболее древних в районе среднелейасовых отложений, претерпевших максимальное воздействие ката- и метagenетических процессов (кливажированные аспидные сланцы), до сравнительно слабо измененных аргиллитов средней юры.

Удобным объектом для решения поставленной задачи является разрез ниже- и среднеюрских отложений, обнажающихся в долине р. Аварское Койсу — верховья р. Сулак (фиг. 1). Река прорезает антиклинорий Бокового хребта, где вскрываются среднелейасовые отложения, сменяющиеся к северу более молодыми — вплоть до батских. Истоки Аварского Койсу — реки Джурмут и Хзан-ор дренируют расположенную к югу от Бокового хребта депрессию, выполненную верхнетюарскими отложениями бежитинской свиты.

Строение ниже- и среднеюрской толщи. Разрез нижней и средней юры по р. Аварскому Койсу (фиг. 2) слагают толщи песчано-глинистых отложений, суммарная мощность которых достигает 9000 м. Стратиграфия юрских отложений, разрабатывавшаяся различными исследователями [1, 15, 17, 18 и др.], в последние годы уточнена работами А. И. Гущина и Д. И. Панова [4].

В основании разреза J₁₋₂, подошва которого не вскрыта, залегают отложения *среднего лейаса* (верхний плинсбах). Они разбиты крупными разломами на блоки, поэтому непрерывный разрез составить трудно; при плохой фаунистической охарактеризованности возможно расчленение на ряд толщ по литологическим признакам [4]. Среди ниже- и среднеюрских отложений выделяются пачки: 1) довольно чистых глинистых сланцев; 2) полосчатых сланцев, представляющих собой ритмичное переслаивание темных, почти черных глинистых и серых алевролитовых слоев толщиной в несколько сантиметров; 3) флишеидного переслаивания глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников (мощность прослоев 0,05—0,2 м). Сравнительно немногочисленные песчаниковые пачки, с пластами мощностью, достигающей нескольких метров, редко — первых десятков метров. Характеризуя толщу в целом, следует отметить, что здесь преобладают глинистые и глинисто-алевролитовые породы, доля песчаников заметно меньше. Песчаники представлены в основном мелкозернистыми разностями, преимущественно кварцевого



Фиг. 1. Карта расположения изученного разреза ниже- и среднеюрских отложений, вскрывающихся в долине р. Аварское Койсу (расположение разреза показано точками)

(80—90%) состава, полевые шпаты и слюда составляют 10—15%, содержание других минералов, в том числе аксессуарных, обломков пород невелико (первые проценты). Мощность среднелейасовой толщи в районе Аварского Койсу составляет 3000—3200 м.

Контакт верхнеплинсбахских отложений с тоарскими — тектонический. Разрез *тоара* достигает 3500 м. Он также сложен песчано-глинистыми отложениями, но здесь существенно возрастает роль песчаного материала. Мощные горизонты массивных песчаников залегают в верхней части ниже- и среднетоарской толщи (см. фиг. 2). В верхнетоарских отложениях песчаные пласты (5—40 м) перемежаются с глинисто-алевролитовыми пачками (до 100 м) в разных сочетаниях. На некоторых интервалах толща приобретает флишеидный облик. Песчаники мелко- и среднезернистые, нередко отмечается косая слоистость, следы ряби. Некоторые глинистые пачки содержат очень большое число прослоев сидеритовых конкреций. В аргиллитах встречаются прослои конкреционных конгломератов, а также другие следы придонных потоков, размывавших отложившиеся осадки.

К самым верхам тоара и аалену относится *карахская свита*, преимущественно песчаниковая (мощность пластов песчаников достигает нескольких десятков метров) с количественно подчиненными глинистыми и алевролитовыми отложениями. Карахская свита почти на всей территории Дагестана угленосна. Прослои углей в разрезе по р. Аварское Койсу немногочисленны и маломощны (первые дециметры). Песчаники часто косо- и волнистослоистые, со следами подводного оползания, местных подводных размывов. В аргиллитах и песчаниках содержится много конкреций. Песчаники, как и в нижележащих отложениях, преимущественно кварцевые (80—90%), полевых шпатов 10—20%, в небольшом количестве встречаются обломки кварцитов, эффузивов, кремнистых пород, слюды, аксессуарных минералов и др. [17]. Преобладают мелкозернистые разности песчаников.

Игатлинская свита (около 170 м) перекрывает карахскую свиту и представлена алевролитами и довольно чистыми аргиллитами, темными, коричневато-черными, содержащими зональные доломит-сидеритовые

конкреции и несколько прослоев конкреционных конгломератов. Отмечены единичные маломощные (несколько дециметров) пласты известняков. Песчаники слагают в центре свиты пачку переслаивания с алевролитами (35 м) и пласт (15 м) в верхней части.

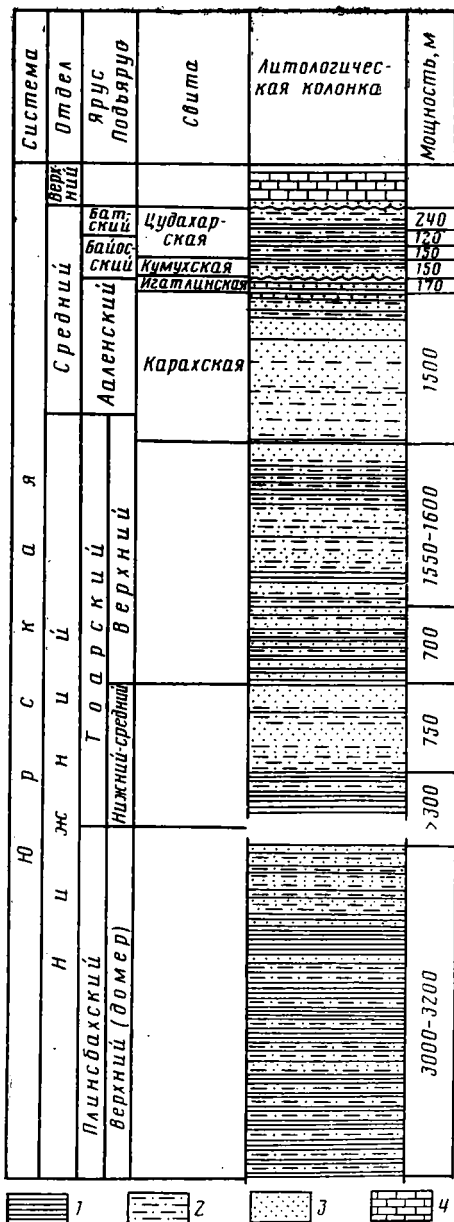
Выше с размывом на подстилающих алевролитах залегают отложения *кумукской свиты* (150—160 м): в нижней части они сложены мелко- и среднезернистыми зеленовато-серыми массивными песчаниками (120 м), в верхней — глинисто-алевролитовыми породами.

Цудахарская свита (подразделяется на хиндагские, могохские и карадагские слои) представлена в основном глинистыми и глинисто-алевролитовыми отложениями с единичными пачками (10—15 м) переслаивания с маломощными (первые дециметры) прослоями песчаников. Некоторые интервалы аргиллитов обогащены большим количеством прослоев сидеритовых конкреций (могохские слои), встречаются также крупные (1—2 м в диаметре) известняковые линзы. Мощность свиты 500—520 м.

Вне основной полосы развития тоарских отложений, к югу от антиклинория Бокового хребта (фиг. 3), залегают отложения *бежитинской свиты* (верхний тоар) мощностью около 1000 м. Главную роль здесь играют глинистые и глинисто-алевролитовые отложения, но нередко встречаются пачки флишеидного переслаивания глинистых, алевролитовых и песчаных пород. Мощность немногочисленных песчаных слоев редко превышает 2 м.

Характер залегания и дислоцированности отложений J_{1-2} .

Как видно из профиля (см. фиг. 3), построенного по левобережью р. Аварское Койсу и р. Джурмут, степень дислоцированности слоев в разных его частях различна. На севере профиля (к югу от выходов карбонатных отложений верхней юры) прослеживается довольно широкая полоса полого падающих на север слоев (зона моноклинали) ¹. Моноклиналь осложняется немногочисленными флексурами и разрывными нарушениями. Слагают эту структуру отложения верхнетоарского и среднеюрского возраста.



Фиг. 2. Литолого-стратиграфическая колонка разреза ниже- и среднеюрских отложений по р. Аварское Кайсу
1 — аргиллиты, глинистые сланцы; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — известняки

¹ Впервые в разрезе по р. Аварское Койсу зоны, характеризующиеся различной морфологией дислокаций, но с несколько иными названиями, чем у нас, были выделены В. Н. Шолло [19].

Фиг. 3. Распределение ассоциаций глинистых минералов и политипных модификаций гидрослюда на геологическом профиле через Боковой хребт и Бежитинскую депрессию (профиль построен А. И. Гушиным по левобережью р. Аварское Койсу)
 I—V — зоны, характеризующие различную степень дислокации слоев (I — моноклинали, II — коробчатых складок и крутых флексур, III — прямых дугообразных складок, IV — острых наклонных и опрокинутых складок, V — дугообразных складок); ассоциации глинистых минералов: ГК — гидрослюда-каолинитовая; ГХ — гидрослюда-хлоритовая; СГХ — серицит-гидрослюда-хлоритовая; СХ — серицит-хлоритовая.
 Штриховкой показан горизонт разновозрастных отложений

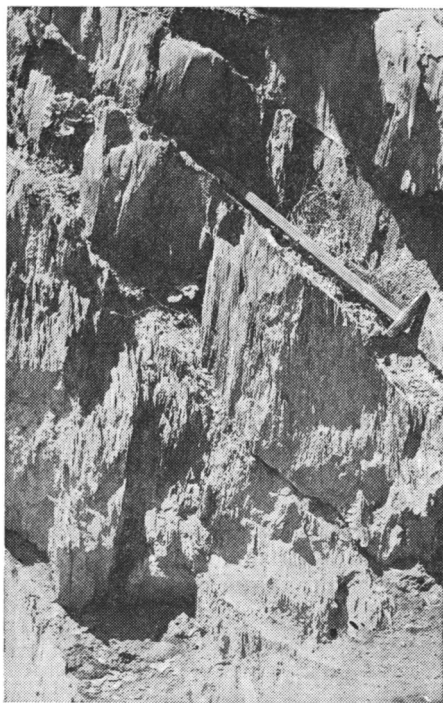
Южнее, по мере приближения к оси Бокового хребта, степень дислоцированности толщ возрастает: появляются крупные крутые флексуры и осложненные разрывами коробчатые складки, морфология которых подчеркивается мощными пластами песчаников (зона коробчатых складок и крутых флексур). Одновременно, как отмечалось В. Н. Шолпо [19], в замках антиклинальных складок более глубокие слои сильнее смяты, а вблизи разрывов появляются мелкие складки с относительно острыми замками. Даже на участках пологого залегания слоев в них прослеживается мелкая деформационная волнистость. Характерно, что уже в этой зоне местами в глинистых породах отмечается однонаправленная система трещиноватости, свидетельствующая о зарождении кливажа.

Далее к югу появляются складки, преимущественно прямые дугообразные, с относительно округлыми замками; размеры складок по сравнению с коробчатыми уменьшаются до первых сотен и десятков метров (зона прямых дугообразных складок). Здесь много разрывов, амплитуда которых различна, но преобладает смещение в пределах нескольких десятков метров. Кливаж в этой зоне проявляется уже вполне отчетливо. Такой характер деформаций прослеживается до Тлимкапуслинского разлома (см. фиг. 3), отделяющего поле развития тоарских отложений от среднелейасовых.

Сланцевые толщи среднего лейаса сильно дислоцированы: смяты в небольшие по размеру (первые десятки метров и меньше) складки преимущественно с острыми килевидными замками. Здесь получают широкое развитие наклонные и опрокинутые складки. Толща разбита многочисленными разрывами различной амплитуды. В сланцах прослеживается интенсивный, совершенный кливаж, плоскость которого падает круто, часто почти вертикально (фиг. 4). В смятых в складки и кливажированных породах нередко встречаются альпийские жилы, заполненные кварцем. Полоса развития такого рода дислокаций выделяется в зону острых наклонных и опрокинутых складок.

Южнее, за Тляротинским разрывом, плоскость которого наклонена к северу, распространены песчано-глинистые отложения бежитинской свиты (верхний тоар). Слои здесь также смяты в складки, разбиты разрывными нарушениями. Однако степень их дислоцированности меньше, чем среднелейасовых, и заметно неодинакова на площади: на одних участках слои смяты довольно сильно, развит хорошо выраженный кливаж, на других — они залегают сравнительно спокойно.

При переходе от зоны слабодислоцированных пород к зоне с интенсивной складчатостью глинистые отложения претерпевают весьма существенные изменения. В пределах моноклинали глинистые породы представлены аргиллитами. Цвет их меняется от светло- до темно-серого, но большинству аргиллитов присущ коричневатый оттенок, интенсивность которого зависит от степени обогащения пород органическим веществом (ОВ). Аргиллиты при выветривании распадаются на комко-



Фиг. 4. Глинистые сланцы среднего лейаса

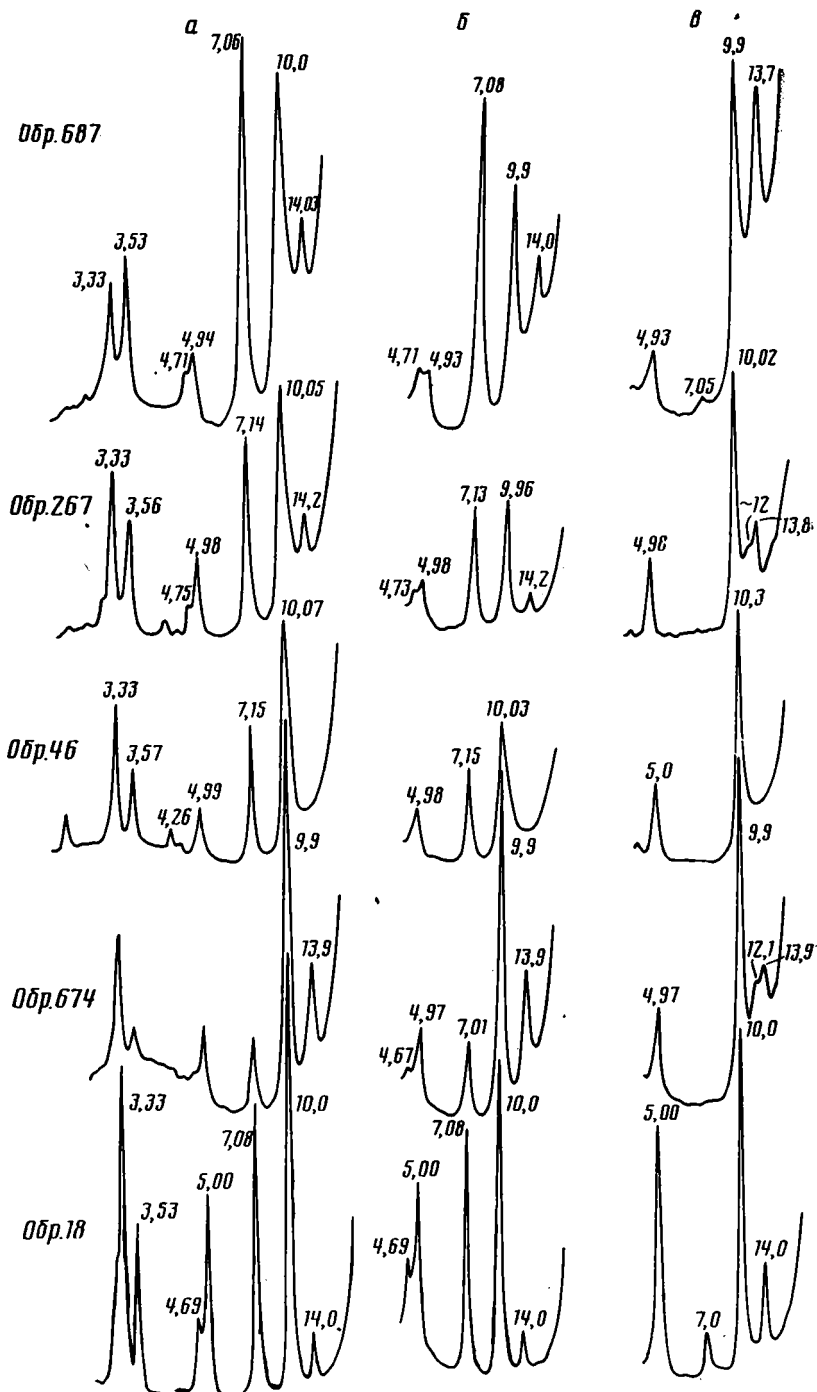
Плоскость кливажа расположена почти вертикально; молоток лежит вдоль седиментационной слоистости, которая подчеркивается тонкими прослоями песчано-алевритового материала

вату или уплотненную вдоль слоистости щебенку. В аргиллитах наблюдаются относительно хорошо сохранившиеся седиментационные структуры и текстуры. В шлифах часто можно видеть общее погасание глинистых частичек, расположенных параллельно напластованию. Из аутигенных минералов встречаются возникшие на стадии диагенеза глобулярный пирит, сидерит, слагающий конкреции, редко оолиты железистого хлорита.

В зоне, где развита складчатость и интенсивный кливаж, и особенно в среднелейасовой части, распространены глинистые сланцы — темно-серые, часто почти черные, коричневые оттенки здесь исчезают. Сланцы твердые, раскалываются со звоном, расщепляются на уплотненные кусочки вдоль кливажных плоскостей. Седиментационные текстуры в сланцах часто затушеваны кливажем и распознаются с трудом. В шлифах видно, как кливажные плоскости в виде частых темных полос пересекают породу под углом к слоистости. Вдоль этих плоскостей местами наблюдаются тонкие и длинные листочки новообразованной слюды. В сланцах встречаются выделения пирита в виде правильных кубиков, вокруг которых иногда образуются каемочки аутигенного хлорита или кварца.

Сравнение аргиллитов и сланцев показывает, что они значительно отличаются друг от друга. Вместе с тем отметим, что между этими породами, представляющими собой крайние члены ряда глинистых пород, существуют переходные разности, в различной степени подвергшиеся воздействию постдиагенетических процессов. Изменение внешнего облика отложений сопровождается рядом преобразований минерального состава пород.

Характеристика глинистых минералов. Рентгеновское изучение образцов. С целью определения фазового состава фракции $<0,001$ мм глинистых пород было проведено рентгенографическое изучение ориентированных препаратов и порошков этих образцов с помощью дифрактометра ДРОН-2 (Cu K_α). На дифрактограммах природных ориентированных препаратов фиксируются целочисленные или очень близкие к целочисленным серии базальных отражений $00l$ с $d(001) \approx 10$ Å, характерные для слюдистых минералов. Среднее по интенсивности отражение 002 указывает на преимущественно алюминиевый характер слюд. На некоторых дифрактограммах (образцы из верхней части разреза) отмечается небольшая асимметрия рефлекса 001 в сторону малых углов. При насыщении препаратов глицерином на дифрактограммах ряда образцов наблюдаются небольшие смещения первого базального отражения $00l$ в сторону больших углов. Эти смещения указывают на присутствие разбухающих (2:1) слоев в слюдистых минералах [5]. Б. И. Омеляненко и др. [14] разработана методика определения процентного содержания разбухающих слоев слюдистых минералов по смещению межплоскостного расстояния первого базального отражения 001 для природных и насыщенных глицерином образцов. На основе данных, полученных в этой работе, нами проведено определение смешанослойности изучаемых образцов. Следуя классификации слюдистых минералов с различным содержанием разбухающих слоев [14], изученные слюды можно разделить на две группы: серициты, содержащие менее 5% разбухающих слоев, и гидрослюды, у которых содержание разбухающих слоев колеблется в пределах 5—10%, в единичных образцах 15%. На фиг. 5 представлены типичные дифрактограммы ориентированных препаратов. Следует отметить, что практически во всех образцах устанавливаются поликомпонентные смеси в следующих ассоциациях: слюда — хлорит (дефектный хлорит) — кварц, слюда — каолинит — кварц, слюда — хлорит (дефектный хлорит) — каолинит — кварц. Содержание хлорита может быть различно: от преобладающей фазы — 70—50% (обр. 25, 673, 677, 678, 680—690) до подчиненной компоненты — менее 30% (обр. 258, 237—242). Параметр элементарной ячейки хлоритов b равен 9,24—9,30 Å, $d(060) = 1,543—1,549$ Å и распределение интенсивностей базальных отражений $00l$ (см. фиг. 5) указывают на железисто-



Фиг. 5. Дифрактограммы ориентированных препаратов глинистой фракции $< 0,001$ мм. Обр. 18 — средний лeйас, зона острых наклонных и опрокинутых складок; обр. 674 — нижний — средний тоар, зона коробчатых складок; моноклиальная зона: обр. 46 — карахская свита, обр. 267 — игатлинская свита, обр. 687 — цудахарская свита. Препараты: а — природный, б — насыщенный глицерином, в — прокаленный при 550°C

магнезиальный состав присутствующих в смесях хлоритов [10], причем соотношение Fe и Mg в разных частях разреза меняется. Наряду с упорядоченным хлоритом, у которого после прокаливания до 550°C межплоскостное расстояние $d(001)$ остается равным 14 Å, в некоторых образцах устанавливается так называемый дефектный хлорит, у которого межплоскостное расстояние $d(001)$ после прокаливания до 550°C

Политипные модификации и параметры элементарных ячеек слюдястых минералов

Номер образца	Параметр элементарной ячейки				Политипная модификация слюдястых минералов и их соотношение	Свита, ярус, в которых отобраны образцы
	a	b	c	β		
680	5,19	9,00	10,14	101,5	1M	Цудахарская
	5,19	9,00	20,1	96	2M ₁ 1M $\geq$ 2M ₁	
678	5,19	9,00	10,15	101,5	1M, незначительная примесь слюды 2M ₁ и каолинита с $b = 8,94$	Кумухская
287	5,19	9,00	10,18	101,1	1M	Игатлинская
	5,19	9,00	20,09	95,7	2M ₁ 1M > 2M ₁	
46	5,19	9,00	10,18	101,6	То же	Карахская
	5,19	9,00	20,08	95,9		
44	5,19	9,00	10,15	101,3	1M 1M $\approx$ 2M ₁ ; примесь као-	Тоарский
	5,19	9,00	20,08	95,7	2M ₁ линита с $b = 8,94$	
51	5,19	9,00	20,07	95,8	2M ₁	»
	5,18	8,98			1Md 2M ₁ > 1Md	
37	5,19	9,00	20,05	95,7	2M ₁	»
	5,19	9,00	10,15	101,2	1M 2M ₁ > 1M	
675	5,19	9,00	20,07	95,7	2M ₁	»
	5,19	9,00	10,14	101,6	1M 2M ₁ $\approx$ 1M	
674	5,19	9,00	20,09	95,7	2M ₁	»
	5,19	9,00	10,15	101,5	1M 2M ₁ $\approx$ 1M	
33	5,19	8,99	20,08	95,9	2M ₁	»
32	5,19	8,98	20,08	95,8	2M ₁ ; следы 1M	
29	5,19	8,99	20,09	95,8	2M ₁	»
670	5,19	8,99	20,09	95,7	»	
25	5,19	9,00	20,09	95,8	2M ₁	Средний лейас (плинсбах)
		8,98			2M ₁ — небольшая примесь	
20	5,20	9,01	20,07	95,7	2M ₁	То же
	5,18	8,98	20,11	95,4	2M ₁	
258	5,20	9,01	20,07	95,8	2M ₁	»
		8,98			2M ₁ — небольшая примесь	
250	5,19	9,00	20,07	95,8	2M ₁	»
243	5,20	9,01	20,05	95,7	2M ₁ 2M ₁ > 1M; рефлексы	
	5,19	9,00	10,1	101	1M 02l, 11l диффузные	Бежитинская
221	5,20	9,01	20,10	95,8	То же	
	5,19	9,00	10,1	101		»

смещается от 14 до 12,0—12,5 Å (обр. 48, 267, 272, 274, 674); кварц во всех образцах присутствует в подчиненных количествах.

На дифрактограммах ориентированных препаратов в некоторых образцах (обр. 43, 46) каолинит четко диагностируется по базальным отражениям с $d(001) = 7,15$ Å. В тех случаях, когда каолинит находился в смеси с хлоритом и на дифрактограммах происходило перекрытие рефлексов 001 каолинита и 002 хлорита, идентификация каолинита производилась после удаления хлоритовой компоненты при кипячении глинистой фракции в 10%-ном растворе HCl.

Электроннографическое изучение образцов. Для установления возможных отличий в политипных модификациях слюд и определения параметров их элементарных ячеек часть образцов была изучена с помощью электроннографического метода косых текстур. Все образцы, содержащие хлорит, были подвергнуты предварительной обработке для его удаления. Исследования проводились на электронографе ЭР-100 при ускоряющем напряжении в 100 кВ. При анализе электронограмм косых текстур (ЭКТ) обращало на себя внимание то обстоятельство, что на первом эллипсе, на котором располагаются рефлексы 02l, 11l ($k \neq 3n$), число рефлексов и распределение их интенсивностей было неодинаково для разных образцов. Расшировка этих ЭКТ позволила установить,

что изучаемые образцы представлены рядом различных комбинаций слюдястых минералов политипных модификаций 1М и 2М₁, причем соотношения изменяются от преобладания слюд 1М (обр. 44, 46, 287, 678, 680), через приблизительно равные содержания слюд 1М и 2М₁ (обр. 674, 675) до существенно преобладающих и практически чистых слюд 2М₁ (обр. 20, 25, 29, 32, 37, 51, 250, 258, 670). Параметры элементарных ячеек слюд приведены в табл. 1. Подобные ЭКТ были получены Звягиным Б. В. [6] при изучении механических смесей слюд политипных модификаций 1М и 2М₁.

На ЭКТ некоторых образцов (обр. 20, 25, 258) отчетливо фиксируются два отражения 060 с $d_1=1,051$ и $d_2=1,496$ Å, рефлексы с $k \neq 3n$ (02l, 11l) несколько уширены, но не расщепляются, и их геометрическое положение и распределение интенсивностей соответствуют дифракционным картинам от слюд политипной модификации 2М₁. Никаких посторонних рефлексов на ЭКТ не обнаружено. Эти данные свидетельствуют о том, что в образцах присутствуют две фазы слюды политипной модификации 2М₁, несколько различающиеся по химическому составу, что обуславливает различные размеры элементарных ячеек.

В одном из образцов тоарских отложений зоны дугообразных складок отмечены выделения аутигенной слюды, развивающейся по растительным остаткам (листья, стебли). Изучение этой слюды показало высокую степень ее окристаллизованности, $d(001)=9,98$ Å, параметры элементарной ячейки: $a=5,20$ Å, $b=9,01$ Å, $c=19,99$ Å, $\beta=95,79^\circ$, слюда относится к политипной модификации 2М₁.

Распределение глинистых минералов в разрезе и на профиле. Исследование глинистых минералов из разных частей разреза и профиля позволяет установить вполне закономерные тенденции их распределения.

Прежде всего обращает на себя внимание смена ассоциаций глинистых минералов в отложениях профиля (см. фиг. 3). Так, в пределах зоны моноклиналичного залегания слоев устанавливаются гидрослюда-хлоритовая, гидрослюда-каолинитовая и смешанная гидрослюда-хлорит-каолинитовая ассоциации глинистых минералов. Для отложений различных свит в основном характерны свои ассоциации. Например, глинистым породам угленосной карахской свиты присущ гидрослюда-каолинитовый состав. В залегающих над ней отложениях игатлинской свиты присутствуют гидрослюда, хлорит и дефектный хлорит. Следует отметить, что такой же набор глинистых минералов характерен для игатлинской свиты и в другом разрезе, расположенном в 25—30 км к северо-востоку от описываемого разреза (с. Ирганай), т. е. он достаточно устойчив на площади.

В отложениях тоара, подстилающих карахскую свиту, и в породах цудахарской свиты преобладают гидрослюда и хлорит, но в некоторых горизонтах появляется примесь, и иногда существенная, каолинита; в пачках с большим количеством сидеритовых конкреций каолинит полностью заменяет хлорит (верхний тоар, обр. 43). В отложениях моноклиналильной зоны нет отчетливо выраженного преобладания одного минерала над другими — в одних образцах ведущим является хлорит, или каолинит, в других — гидрослюда.

Сравнительное разнообразие набора глинистых минералов в отложениях моноклинали при переходе к зоне развития складчатых деформаций сменяется однотипной гидрослюда(серицит)-хлоритовой ассоциацией; ни в одном из анализировавшихся образцов каолинит не обнаружен. Здесь серицит или гидрослюда являются ведущими минералами, лишь в единичных образцах преобладает хлорит. Для глинистых отложений бежитинской свиты также характерна гидрослюда-хлоритовая ассоциация.

Оценивая характер гидрослюд и серицитов в пределах профиля, видим, что число смектитовых слоев в них не остается постоянным. В тоарских и среднеюрских отложениях моноклиналильной зоны в гидрослюдах обычно содержится около 5—10% смектитовых слоев, в единичных

пробах до 15%, встречаются также разности с менее 5% разбухающих слоев. Причем определенной закономерности изменения их количества сверху вниз по разрезу здесь не обнаруживается. Следует отметить, что в пределах свит распространены слюдястые минералы, схожие по содержанию разбухающего компонента. Например, в аргиллитах игатлинской свиты этот компонент составляет не менее 5—10%, в то же время в цудахарской свите, а также в карахской отмечены единичные образцы с его содержанием менее 5%.

К югу от моноклиальной зоны, по мере перехода к зонам все более усиливающимся складчатым деформациям, наблюдается закономерное уменьшение количества разбухающих слоев, причем довольно быстрое. Так, в северной части зоны коробчатых складок распространены серициты с менее чем 5%-ным содержанием разбухающего компонента, в южной ее части, по мере приближения к зоне дугообразных складок, он исчезает вовсе. Отметим, что приблизительно на том же уровне (несколько южнее) намечается также исчезновение слюды политипной модификации 1М. В пределах зон дугообразных складок и острых наклонных складок распространены неразбухающие серициты.

Южнее антиклинория Бокового хребта, в пределах Бежитинской депрессии, развиты глинистые породы, в которых встречаются как серициты с содержанием разбухающих слоев $< 5\%$, так и гидрослюды, где их содержание составляет 5—10%, в одном образце даже 10—15%.

Вполне отчетливая тенденция обнаруживается в изменениях политипных модификаций гидрослюды по разрезу. Как видно из табл. 1, в самых его верхах устанавливается подавляющее преобладание политипа 1М. Вниз по разрезу происходит постепенное увеличение количества политипа 2М₁. В пределах моноклиальной зоны эта тенденция прослеживается соответственно с увеличением возраста пород. В зонах усиливающейся складчатости увеличение количества политипа 2М₁ наблюдается уже в разновозрастных тоарских отложениях по мере роста степени их смятия; причем в наиболее дислоцированных тоарских породах установлен только политип 2М₁.

В среднелейасовой толще, подвергавшейся максимальному смятию, развиты серициты только политипа 2М₁. Именно здесь в глинистых сланцах в ряде образцов установлено присутствие двух фаз серицита с несколько различающимися параметрами элементарной ячейки. В отложениях бежитинской свиты присутствует смесь гидрослюды политипов 1М и 2М₁ (преобладает 2М₁).

В табл. 2 приведен химический состав серицитов и гидрослюды из фракции $< 0,001$ мм. Видно, что переход от тоарских и ааленских отложений к среднелейасовым, т. е. от аргиллитов к глинистым сланцам, сопровождается увеличением содержания Al_2O_3 в минералах, менее рельефно выражено увеличение Na_2O , TiO_2 , напротив, уменьшается количество MgO , FeO , H_2O ; о содержании SiO_2 судить сложнее, поскольку вместе с гидрослюдой и серицитом в образцах присутствует некоторая примесь кварца, и содержание кремнезема в табл. 2 отражает суммарное количество этого компонента. Как видно из табл. 1, практически во всех образцах присутствуют два типа гидрослюды и серицитов — в одних случаях смесь политипов 1М и 2М₁, а в других — двух фаз 2М₁, в связи с чем расчет кристаллохимических формул нецелесообразен.

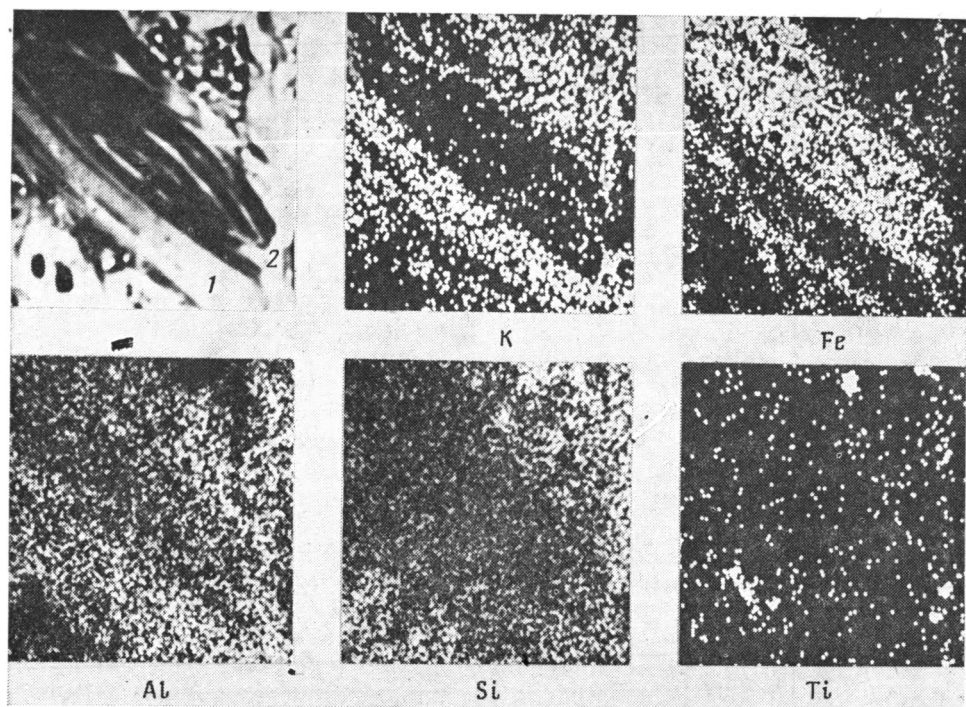
Обращает на себя внимание несколько заниженное количество К в составе слюдястых минералов при одновременном увеличении содержания Na, особенно в нижней, среднелейасовой части разреза. По-видимому, происходит замещение части калия натрием, т. е. осуществляется процесс парагонитизации серицита. В ряде образцов это явление находит свое отражение в смещении рефлекса $d(001)$ в область больших углов: d изменяется от 10,00 до 9,89—9,90 Å.

По всей вероятности, параллельно изменению гидрослюды в разрезе происходит смена политипии и у хлоритов по схеме, схожей с установленной на примере других регионов [7 и др.]. Однако постоянное присутствие в образцах гидрослюды, мешающей определению политипии

Таблица 2

Химический состав серицитовой и гидрослюдистой фазы фракции <0,001 мм, %

Номер образ-ца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	C _{орг}	Σ	Свита, ярус, из которых отобраны образцы
287	57,56	20,57	0,90	1,71	0,50	Нет	0,72	1,54	0,04	0,62	5,13	5,38	3,03	2,23	99,93	Игатлинская
44	52,82	24,30	0,73	0,84	0,20	»	0,53	1,42	0,11	1,35	4,58	7,08	2,77	1,22	97,65	Верхний тоар монокли-нальной зоны
51	52,89	24,52	0,95	0,90	0,31	»	0,40	1,62	0,05	1,05	4,85	7,93	2,28	1,19	98,94	Средний тоар монокли-нальной зоны
37	52,53	23,74	0,98	0,79	0,77	»	0,69	1,35	0,04	0,49	6,32	6,84	1,88	1,25	97,65	Средний тоар зоны ко-робчатых складок
25	53,78	28,48	1,12	0,83	0,27	»	Нет	0,56	Нет	1,86	5,13	6,07	Нет	0,72	98,82	Средний лейас
20	53,48	28,34	1,11	0,72	Нет	»	0,18	0,32	»	2,20	4,58	6,75	0,63	0,83	99,14	»
258	47,19	29,71	1,15	0,61	0,29	»	0,09	1,38	0,03	1,86	5,54	8,33	0,69	2,54	99,41	»
250	54,00	25,18	1,04	1,57	Нет	»	0,19	1,24	0,02	1,69	5,13	8,06	0,16	1,83	100,11	»
243	54,95	25,00	0,99	1,23	0,16	»	0,53	1,11	0,07	0,84	4,90	6,32	2,32	1,70	99,52	Бежитинская
221	54,54	27,70	0,59	0,85	0,16	»	0,17	1,43	0,06	1,20	4,85	4,41	2,20	0,52	98,68	»



Фиг. 6. Распределение некоторых петрогенных элементов в листочке гидрослюда (1) и образующемся по ней хлориту (2). Сторона квадрата равна 200 мкм

хлоритов, не позволило нам в настоящей работе выполнить необходимые наблюдения.

Вместе с тем рентгеновское изучение образцов позволило оценить характер хлоритов в разных частях разреза J_{1-2} . Для этого было получено несколько рентгенограмм порошковых препаратов глинистых фракций. В результате установлено изменение параметра b элементарной ячейки хлоритов от 9,24 Å для образцов среднеюрских отложений (обр. 287, 680, 690) до 9,29—9,30 Å для среднелейасовых отложений (обр. 20, 25, 258). Выявленная тенденция может свидетельствовать об увеличении степени железистости хлоритов в изученном разрезе от менее к более измененным ката- и метабазитическими процессами породам. Те же рентгенограммы позволяют судить об отсутствии существенных изменений параметра b слюд, что согласуется с данными электронографических исследований.

Об относительно высокой железистости хлоритов свидетельствуют также данные, полученные при микрозондовом анализе шлифов глинистых сланцев с алевритовой примесью. На фиг. 6 показано распределение элементов в слюистой частичке и в развивающемся по листочкам расщепленной слюды хлорите. Сравнение их показывает, что относительно слюды в хлорите заметно падает содержание K, а также несколько уменьшается количество SiO_2 , вместе с тем довольно существенно возрастает содержание Fe.

Обсуждение результатов. Для объяснения выявленного характера распределения минералов следует прежде всего оценить, в какой мере на него оказали влияние условия осадконакопления, а также эволюция источников сноса терригенного материала.

В домерский, тоарский и ааленский века геосинклиналь Большого Кавказа проходила в целом единый этап развития. В это время в Кавказском регионе выделялись: Скифская плита, собственно геосинклиналь Большого Кавказа и Закавказский срединный массив, разделен-

ные шовными зонами. К началу раннего байоса произошло обмеление морского бассейна, рост поднятий, что привело к замыканию прогибов и регрессии моря. В раннем байосе началась новая широкая трансгрессия, завершившаяся общей регрессией в конце батского века поднятием и осушением почти всей территории Большого Кавказа и прилегающих областей [15].

На протяжении всего времени развития геосинклинального прогиба — от его заложения до замыкания — источники сноса обломочного материала были в общем постоянными — на севере Скифская плита, игравшая важнейшую роль в поставке материала в пределах Дагестана, а на юге Закавказский срединный массив. Картина несколько осложнилась в байосе, когда в районе современного Бокового хребта (восточной его части) возникло поднятие — Самуро-Шахдагская антиклиналь, служившая местным поставщиком терригенного материала за счет размыва ранее отложившихся толщ средней юры. О том, что на протяжении всего времени развития геосинклинали — от лейаса до бата — источники осадочного материала оставались в общем постоянными, свидетельствуют данные по изучению эволюции терригенно-минералогических провинций Северного Кавказа [3].

На основе анализа терригенных компонентов В. Т. Фролов [17] считает, что в состав питающих провинций входили метаморфические комплексы, гранитоиды, а также осадочные и эффузивные толщи, слабо или вообще не метаморфизированные. Причем для Западного Дагестана большую роль, чем для Восточного, играли осадочные породы в составе денудировавшейся суши. Олигомиктовый состав песчаников свидетельствует о том, что в водоем поставлялся довольно зрелый материал: видимо, в условиях довольно влажного и теплого климата [16] на территории герцинского складчатого сооружения развивались коры выветривания.

Вместе с тем следует отметить, что на протяжении ранне- и среднеюрского времени существовали разнообразные обстановки осадконакопления, отражением чего служат разнофациальные типы отложений. Большая часть толщ накапливалась в условиях открытого моря, в водоеме с нормальной соленостью. Однако в конце позднетюрского — раннеааленского времени на территории Северо-Восточного Кавказа происходило образование дельтовых и прибрежно-морских, преимущественно песчаных, местами угленосных отложений карахской свиты. В связи с поставкой в это время реками больших масс воды северо-восточная часть водоема несколько опреснялась. Разнообразие фациальных обстановок в ранне- и среднеюрском водоеме в значительной мере определяло появление той или иной ассоциации глинистых минералов. Таким образом, при рассмотрении особенностей распространения глинистых минералов в разрезе следует учитывать, что, с одной стороны, на протяжении всего ранне- и среднеюрского времени существовали постоянные источники сноса осадочного материала, а с другой — что накопление осадков происходило в разных фациальных обстановках. Последнее обстоятельство определило, в частности, наблюдаемую смену ассоциаций глинистых минералов в разрезе верхнетюрских — среднеюрских отложений. Однако если изменение фациальных условий заметно сказывается на появлении или исчезновении хлорита и каолинита (обломочные и диагенетические), то гидрослюда (серицит), напротив, остается постоянным компонентом и сравнительно равномерно распределяется по разрезу. Решить вопрос о том, что представляла собой гидрослюда на стадии седименто- и диагенеза сложно. Участие в образовании северной доюрской суши песчано-глинистых отложений неизбежно вело к сносу в бассейн седиментации обломочных слюдистых минералов. Вместе с тем размывавшаяся вулканогенно-осадочная толща триаса могла обусловить появление в осадках водоема монтмориллонита, который в дальнейшем (в катагенезе) через серию смешанослойных минералов перешел в гидрослюда. В связи с этим интересно отметить, что в байосских отложениях в долине р. Аварское Койсу Ч. М. Халифа-заде

и А. М. Магомедов [18] в единственном образце отметили присутствие монтмориллонита, который они связывают с вулканогенным материалом.

Исходя из постоянства источников осадочного материала, а также учитывая то обстоятельство, что в наименее подвергшейся воздействию катагенетических процессов верхней части терригенного разреза J_{1-2} преобладает гидрослюд поли типа 1М, можно достаточно уверенно предполагать первоначальное широкое (преобладающее) распространение этого поли типа по всей толще лейаса и доггера. Установленную же смену поли типных модификаций гидрослюдов в разрезе, а также исчезновение смектитовых компонентов и переход гидрослюдов в серициты, улучшение их окристаллизованности, некоторые изменения химического состава (увеличение содержания Al, уменьшение H_2O^- , MgO и т. д.) следует связывать с усилением ката- и метагенетической переработки отложений. На переход гидрослюдов поли типа 1М (1Мd) в $2M_1$ и другие их изменения в процессе погружения толщ на большие глубины указывалось для различных районов [7—12 и др.].

Одновременно с изменениями гидрослюдов в среднеюрских отложениях моноклиальной зоны и во всех дислоцированных толщах к югу от нее наблюдается окончательное исчезновение каолинита, который довольно широко развит в породах верхней части разреза. Это явление характерно для отложений, подвергшихся глубокой переработке материала [12 и др.].

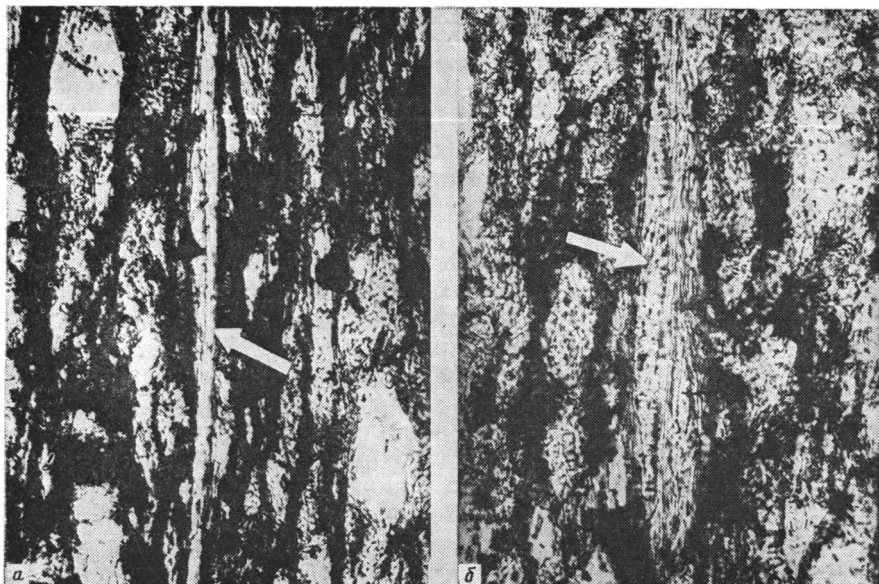
Отмеченная в дагестанском разрезе J_{1-2} тенденция увеличения железистости хлоритов при переходе от аргиллитов к глинистым сланцам не совпадает с наблюдениями в других районах [7, 11, 13 и др.] и, очевидно, обусловлена спецификой постдиагенетических процессов в терригенных толщах Кавказа. Следует отметить, что Ж. Милло [12] указывал на возможность перераспределения и вхождения Fe^{2+} в структуру хлорита в зонах высоких температур и давлений.

Одним из ведущих факторов, оказывавших существенное влияние на постседиментационные преобразования пород, являлось давление, создаваемое весом перекрывающих отложений. Достаточно определенно можно говорить о том, что среднеюрские отложения перекрывались верхнеюрскими и меловыми толщами, общая мощность которых составляет 3100—3750 м (J_3 1000, K_1 900—1200, K_2 1200—1500 м). В настоящее время нет убедительных свидетельств накопления более молодых, чем меловые, отложений в пределах современного поля развития нижне- и среднеюрских отложений. Напротив, существование к северу от изученного разреза в пределах известнякового Дагестана останцов мало мощных средне- и верхнемеловых отложений, залегающих на меловых породах (т. е. из разреза выпадает весь палеоген и нижний миоцен) скорее всего свидетельствует об устойчивом поднятии осевой части Большого Кавказа в послемеловое время.

Учитывая, что мощность разреза J_{1-2} оценивается примерно в 9 км (см. фиг. 2), а мощность перекрывающих отложений составляет более 3 км, наиболее древние вскрытые в настоящее время эрозией горизонты лейаса опускались на глубину около 12 км.

Однако связывать изменения осадочных пород с нормальной геостатической нагрузкой можно только в пределах моноклиального залегания отложений, т. е. приблизительно до нижних горизонтов верхнетюрской толщи в пределах обнаженной части разреза, поскольку южнее, где вскрываются более древние толщи, уже начинают проявляться следы воздействия на породы бокового стресса. Глубина опускания нижней части верхнетюрской толщи оценивается в 7,5—8 км.

Уже в пределах моноклинали устанавливается тенденция перехода гидрослюдов поли типа 1М в $2M_1$. Поскольку происходит постепенная смена одного поли типа другим без микроскопически видимого изменения первичного вещества глинистых пород, то, по всей вероятности, можно рассматривать появляющуюся гидрослюду $2M_1$ в основном как трансформационную.



Фиг. 7. Кливажированные сланцы (шлиф, увел. 400)

Сланцы: а — глинистые, б — глинисто-алевритовые. По центру вертикально расположены листочки аутигенной слюды, залегающие вдоль кливажных поверхностей; седиментационная слоистость ориентирована горизонтально или под большим углом к кливажу

Боковой стресс, проявляющийся во время складчатости, является мощным фактором в преобразовании отложений. Возникающий при этом кливаж влияет на физико-механические свойства пород, обуславливает переориентацию их компонентов, зачастую влечет за собой перекристаллизацию вещества. На фиг. 7, а видно, как кливажные поверхности буквально пронизывают глинистый сланец; темная окраска полос обусловлена перетиранием исходного глинистого материала. Вместе с тем вдоль них зачастую можно наблюдать тонкие и длинные листочки новообразованной слюды (см. фиг. 7, а, б), возникшей за счет перетертого вещества. Аутигенная слюда, образовавшаяся на стадии развития кливажа или вскоре после нее, фиксируется вполне уверенно. С присутствием в породе двух типов слюд — трансформационной и аутигенной — следует связывать появление двух фаз политапа $2M_1$ (см. табл. 1, обр. 20, 25, 258).

Существенную роль в преобразовании пород играл, конечно, и температурный фактор. К сожалению, нет данных, позволяющих установить степень прогрева толщи, однако оценочные расчеты показывают, что наиболее древние среднелейасовые отложения подвергались воздействию температур, достигавших 280°C и более.

Возрастание степени ката- и метagenетической изменчивости пород вдоль изученного профиля помимо глинистых минералов отразилось и на других компонентах отложений. Показательно в этом отношении органическое вещество: отражательная способность витринита в разрезе меняется в широких пределах. Так, в породах карахской свиты (верхняя часть разреза) содержатся растительные остатки и углистые прослои, R^0 которых составляет 1,12—1,15, что соответствует концу стадии жирных углей и началу коксовой стадии переработки вещества. В области развития среднелейасовых кливажированных сланцев значения R^0 значительно (до 8—8,5) увеличиваются, т. е. степень изменения ОВ достигла уже антрацитовый стадии. С возрастанием степени метаморфизованности ОВ связано и изменение окраски пород от коричневатосерой аргиллитов среднеюрских отложений до темно-серой и черной аспидных сланцев лейаса.

По разрезу меняются также физические свойства пород: если в отложениях зоны моноклинали объемный вес глинистых пород варьирует в пределах 2,5—2,6 г/см³, то в нижней части разреза — в среднелейасовых, наиболее измененных породах, он достигает 2,7, иногда 2,72 г/см³.

Метагенетическая переработка глинистых пород сказалась также на минеральном составе заключенных в них диагенетических конкреций. Слагавший их сидерит в условиях повышенных давлений и температур становился неустойчивым и метасоматически замещался другими минералами. В результате возникли своеобразные стяжения, сложенные мелкозернистой породой, состоящей из кварца и хлорита, часто с обильной вкрапленностью пирита, образовавшегося за счет железа разложившегося сидерита [2]. Эта тенденция хорошо прослеживается в горизонтах разновозрастных отложений, протягивающихся из зоны моноклинального залегания слоев в область развития интенсивных дислокаций и кливажа.

Нам представляется, что наиболее близким к изученному нами разрезу по геологической ситуации природным объектом, где проводились исследования глинистых минералов, является бассейн Дюранс в Альпах [20]. Развитые здесь юрские толщи подвергались воздействию геостатического давления при погружении и главным образом процессов, связанных с альпийским орогенезом. Многие из установленных здесь тенденций в изменении глинистых минералов присущи также ниже- и среднеюрским отложениям Дагестана.

Из приведенных выше данных видно, что ниже- и среднеюрская толща испытала интенсивные постдиагенетические преобразования, проявившиеся с различной интенсивностью в разных ее частях. Если верхняя часть толщи, перекрываясь более молодыми отложениями, опускалась на глубину 3—3,5 км, то наиболее древние горизонты погружались на 12 км и более; на породы при этом воздействовали геостатическая нагрузка, повышенная температура, в дальнейшем боковой стресс. По отношению к стадиям литогенеза кровля толщи соответствует примерно границе между средним и поздним катагенезом, а среднелейасовые отложения достигли стадии позднего метагенеза. Если в изученной толще нами установлена общая направленность изменений глинистых минералов, то некоторые стороны динамики их преобразований остаются пока неясными, в частности характер переходов одних минералов в другие и масштаб этих процессов, постепенность или дискретность трансформаций, вопрос о времени изменений различных минералов по отношению к стадиям метагенеза.

Вместе с тем изложенный материал позволяет уже сейчас оценить время некоторых преобразований в дагестанском разрезе юрской толщи. Так, исчезновение каолинита происходит в нижней части разреза моноклинальной зоны, что соответствует заключительной стадии позднего катагенеза; переход гидрослюда из политипной модификации 1M в 2M₁ осуществляется постепенно по всей толще J₁₋₂, т. е. на протяжении всего позднего катагенеза, и заканчивается полным переходом в 2M₁ на стадии метагенеза. Следует также отметить, что незначительное количество смектитовых пакетов (первые проценты) сохраняется в серицитах достаточно долго и окончательно исчезает лишь в зоне метагенетической переработки материала.

Литература

1. Безносков Н. В. Байосские и батские отложения Северного Кавказа. М.: Недра, 1967. 179 с.
2. Гаврилов Ю. О. Аутигенные образования юрских отложений Западного Дагестана // Литология и полез. ископаемые, 1982. № 2. С. 32—46.
3. Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 376 с.
4. Гуцин А. И., Панов Д. И. О стратиграфии нижнеюрских отложений антиклинория Бокового хребта (Дагестан) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1983. № 5. С. 19—28.
5. Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 350 с.

6. Звягин Б. Б. Высоковольтная электронография в исследовании слоистых минералов. М.: Наука, 1979. 224 с.
7. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972. 173 с.
8. Карпова Г. В., Логвиненко Н. В., Орлова Л. В., Белоцерковец Ю. И. Постдиагенетические изменения каменноугольных отложений Большого Донбасса//Литология и разведка. 1981. № 6. С. 70—81.
9. Коссовская А. Г., Дриц В. А. О гидрослюдах осадочных пород//Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 51—58.
10. Коссовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдястых минералов осадочных пород//Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 71—95.
11. Коссовская А. Г., Дриц В. А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок//Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 60—69.
12. Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1968. 359 с.
13. Муравьев В. И., Салынь А. Л. Динамика кристаллохимического преобразования хлорита в эпигенезе//Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 121—127.
14. Омельяненко Б. И., Воловикова И. М., Дриц В. А. и др. О содержании понятия серицит//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982, № 5. С. 69—87.
15. Панов Д. И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития//Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 154—207.
16. Петросьянц М. А., Ясаманов Н. А. Климатические условия юрского периода Кавказа и Западной Европы по данным палеотермометрии и содержанию пыльцы хейролепидиевых//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983, № 2. С. 126—130.
17. Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1965. 180 с.
18. Халифа-заде Ч. М., Магомедов А. М. Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. М.: Наука, 1982. 275 с.
19. Шолло В. Н. Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М.: Наука, 1964. 167 с.
20. Dunoyer de Segonzac G. Les minéraux argileux dans la diagenese passage au metamorphisme//Mem. Serv. Carte geol. Als. Lorr. Strasbourg. 1969. № 29. 320 p.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
28.II.1986

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.5 : 551.762 (264)

О СООТНОШЕНИИ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖМЕЛОВЫХ МОРСКИХ МЕЛКОВОДНЫХ И ГЛУБОКОВОДНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ БИСКАЙСКОГО БАССЕЙНА

ТИМОФЕЕВ П. П., ЖАРКОВ С. М.

В пределах северо-западной части Бискайского бассейна по сейсмическим материалам установлен современный выступ акустического фундамента. Он приурочен к южному окончанию уступа Мериадзек (фиг. 1). На своде выступа была пробурена глубоководная скважина 401 (глубина морского дна 2495 м), вскрывшая 341 м разреза. Керном охарактеризованы его верхние 303 м. В интервале 274,5—303 м залегают кимеридж-титонские, тонкозернистые известняки, сложенные кораллами, палециподами, криноидеями, фораминиферами и водорослями. Они перекрыты верхнетитонскими — бериасскими известняками (265—274,5 м). В интервале 247,2—265 м залегают бериас-верхнеаптские отложения, представленные тонкозернистыми известняками и обломками кораллов, водорослей, палеципод, фораминифер, криноидей и остракод. Общая мощность известняков, охарактеризованных керновым материалом, составляет 55,8 м. Их состав и структура свидетельствуют о мелководном происхождении. Несколько сантиметров мела бледно-оранжевого цвета также относятся к верхам апта.

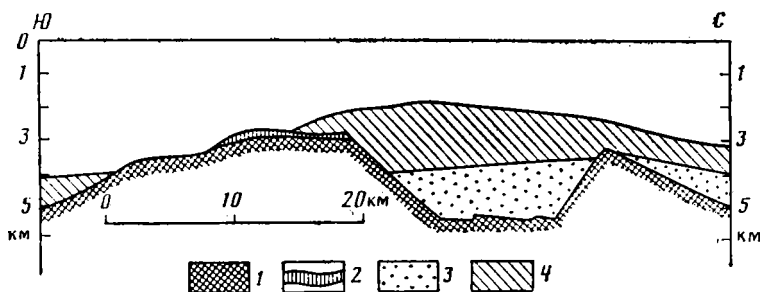
В соседних скважинах 400/400А и 402/402А вскрыто до 300 м апт-альбских отложений, представленных известковыми аргиллитами, обогащенными органическим веществом (черные сланцы), ритмически переслаивающихся с мергелистыми мелями и известняками. Черные сланцы богаты аллохтонным гумусовым и автохтонным сапропелевым материалом, включают прослой сингенетичных доломитов и несомненно представляют мелководные морские образования [3—5]. Выше залегают туфогенные органогенно-карбонатно-кремнистые отложения макрофашии относительно мелководной морской седиментации альбского возраста мощностью до 50 м.

В скв. 401 выше верхнеаптского мела с перерывом залегают отложения кампана — нижнего эоцена, представленные преимущественно мелом и пелитоморфными известняками с реликтами кокколитов. Их общая мощность составляет 75 м, предположительно они относятся к зоне относительно глубоководной океанической седиментации. На них с несогласием залегают среднеэоцен-среднемиоценовые отложения, представленные зеленуватым, сложенным микроорганизмами, глубоководным мелом, иногда мергелистым. Верхние 20 м четвертичных отложений представляют собой серо-зеленые и желтовато-коричневые илы и относятся к зоне глубоководной океанической седиментации [3—5, 9].

В пределах бассейна Западных «подходов», занимающего акваторию пролива Ла-Манш, юра представлена преимущественно терригенными отложениями мощностью до 1 км, а мел — терригенно-карбонатными отложениями мощностью до 800 м [1, 8].

По сейсмическим материалам [9] установлено, что с севера и юга рассматриваемый выступ акустического фундамента сопряжен с мульдами, в которых мощность осадочного чехла достигает 3 км. В нем выделяют опорные сейсмические горизонты (фиг. 2). Корреляция с данными бурения скважин 400—400А и 402/402А [9] показывает, что отложения подкомплекса 4 и нижней части подкомплекса 3, в низах разреза синхронны известнякам, вскрытым скв. 401 на своде выступа. Четко выраженная слоистость отложений подкомплексов 3 и 4 в мульдах и состав разновозрастных образований в смежном бассейне Западных «подходов» свидетельствуют о том, что в пределах мульд верхнеюрско-нижнемеловые отложения представлены терригенными породами. Мощность отдельных горизонтов подкомплексов 3 и 4 хорошо выдержана, и они четко прислоняются к поверхности акустического фундамента на склонах выступа. Прислонение слоев осадочного чехла характерно также и для вышележащих подкомплексов 1 и 2. Общая мощность прислоняющихся слоев здесь превышает 2 км. Поскольку она, по мнению ряда исследователей, является надежным мерилем минимальной глубины доседиментационного палеорельефа [6], можно сделать вывод о том, что до начала верхнеюрского осадконакопления здесь был сформирован палеорельеф, амплитуда которого, возможно, составляет не менее 2 км. Для более объективного доказательства данного положения необходим вещественный анализ базальных слоев.

Мощность верхнеюрско-нижнемеловых известняков выступа соответствует 0,025—0,03 с временного разреза, что находится вне пределов разрешающей способности данной модификации сейсмического метода. Поэтому они не отделяются от подстилающих пород акустического фундамента. Однако их характер и условия залегания показывают, что они принадлежат к осадочному чехлу.



Фиг. 1. Геологический разрез по профилю 209 через уступ Мериадзек в северо-западной части Бискайского бассейна (по [9] с упрощением)
1—акустический фундамент; 2—мелководные биогермные карбонатные постройки верхнеюрско-нижнемелового возраста; 3—относительно глубоководный терригенный комплекс заполнения верхнеюрско-нижнемелового возраста; 4—посленижнемеловые отложения

По сейсмическим материалам на северо-западной периферии Бискайского бассейна в пределах континентального склона и примыкающих участков абиссальной равнины установлено большое число современных выступов акустического фундамента. Они имеют строение, близкое вышеописанному, где скв. 401 обнаружено верхнеюрско-нижнемеловое карбонатное тело. На склонах выступов отложения подкомплексов 3 и 4 прислоняются к поверхности акустического фундамента. Их мощность местами достигает 3 км. Можно предположить, что их своды также перекрыты местами маломощными карбонатными телами верхнеюрско-нижнемелового возраста.

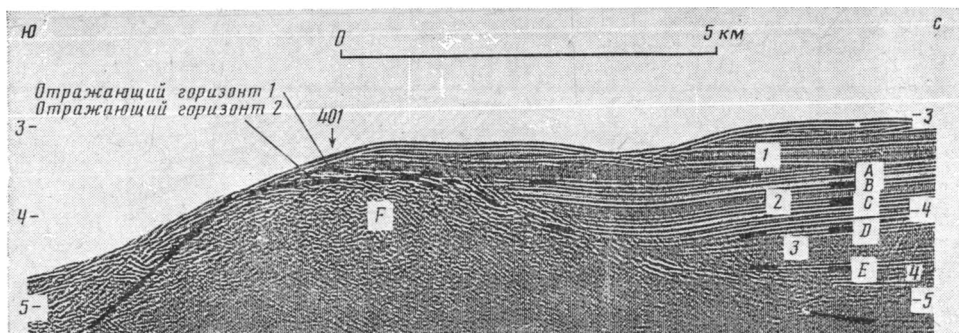
Приведенные материалы показывают, что в домеловом разрезе осадочного чехла можно выделить два типа геологических тел. К первому относятся биогермные карбонатные мелководные тела, слагающие свод выступа; ко второму — мощные терригенные тела, представляющие собой, как свидетельствуют временные сейсмические разрезы, комплекс заполнения готового палеорельефа глубиной не менее 2 км. Эти два типа геологических тел разделены склоном выступа, на котором, возможно, распространены маломощные (первые метры) карбонатно-глинистые отложения. Они находятся вне пределов разрешающей способности сейсморазведки — метода общей глубины точки (МОГТ). На крутых склонах выступов депрессионные фации могут отсутствовать.

Л. Монтадер и Д. Г. Робертс [9], считают, что вскрытые скв. 401 нижнеюрские — верхнемеловые известняки приурочены к существовавшей здесь до начала формирования осадочного чехла карбонатной платформе. Однако приведенные материалы свидетельствуют о том, что мелководные карбонаты образовывались на изолированных приподнятых участках бассейна, когда происходило фоновое терригенное осадконакопление. Сносимый с севера терригенный материал заполнял пониженные относительно глубоководные участки морского бассейна. Подводные возвышенности, расположенные на пути движения осадков, препятствовали их распространению. Слои осадочного чехла прислонялись на склонах к поверхности акустического фундамента. На приповерхностные изолированные вершины подводных возвышенностей, иногда поднимающихся на 3 км над смежными участками дна, терригенный материал не поступал. Здесь в незамутненной воде в благоприятных физико-географических условиях шло формирование мелководных биогермных карбонатов одновременно с накоплением в погруженных участках мощных терригенных толщ. На пологих склонах возвышенностей глубина моря не благоприятствовала формированию биогермных карбонатных построек, и здесь, вероятно, накапливались маломощные карбонатно-глинистые отложения. При большой (10—15°) крутизне склонов осадки на них, очевидно, вообще не откладывались. Таким образом, биогермные карбонатные постройки возвышенностей отделялись от мощных терригенных толщ дна глубоководного бассейна зонами маломощных карбонатно-глинистых отложений или отсутствием осадков.

Карбонатные постройки различного возраста, сопряженные с синхронными относительно глубоководными морскими терригенными отложениями, широко распространены. Так, в позднем палеозое Восточно-Европейская платформа на востоке была отделена глубоководным Предуральским прогибом от горного сооружения Урала. Сносимый с Урала грубообломочный терригенный материал отлагался в относительно глубоководных участках морского бассейна Предуральского прогиба и не поступал на его западный склон. На Восточно-Европейской платформе шло формирование шельфовых карбонатов, которые отделялись от мощных терригенных толщ маломощными карбонатно-глинистыми отложениями западного склона Предуральского прогиба [2].

На северо-западном окончании Апулийской плиты (северо-восток Апеннинского полуострова) намечается древняя пассивная континентальная окраина. В юрское время она была сопряжена на востоке с глубоководным морским прогибом Беллуно, в котором шло накопление терригенных осадков, сносимых с северо-востока. Одновременно в приподнятой части Апулийской плиты (платформа Тренто) шло формирование мелководных карбонатов [7].

Приведенный материал показывает, что формирование мелководных биогермных карбонатов и относительно глубоководных морских терригенных осадков может происходить одновременно на сопряженных участках бассейна. Они разделены обычно сра-



Фиг. 2. Временной сейсмический разрез 21 через уступ Мерналзек вблизи скв. 401 [9] 1—4 — структурные подкомплексы осадочного чехла (1, 2 — посленижнемеловые, 3, 4 — верхнеюрско-нижнемеловые); А—Е — опорные сейсмические горизонты, F — акустический фундамент

нительно неширокими зонами относительно маломощных карбонатно-глинистых отложений. Последние приурочены обычно к склонам бассейна. Однако при отсутствии или большом удалении источников сноса эти маломощные отложения могут покрывать также обширные площади дна глубоководного бассейна (например, некоторые стратиграфические подразделения среднего — верхнего палеозоя внутренних районов Прикаспийской впадины).

Литература

1. Аркелл В. Юрские отложения земного шара. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 836 с.
2. Голубева З. В., Шлезингер А. Е., Янишин А. Л. Структурное положение депрессионных глубоководных фаций верхнего карбона и низов перми Южного Приуралья//Геотектоника. 1978. № 6. С. 36—43.
3. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. «Черные сланцы» Бискайского залива и условия их образования//Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980. С. 118—144.
4. Тимофеев П. П., Ренгартен Н. В., Еремеев В. В. К истории мезозойско-кайнозойского осадконакопления и геологического развития северо-восточной части Атлантического океана//Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980. С. 7—14.
5. Тимофеев П. П., Ренгартен Н. В., Еремеев В. В. Литология и минералогия осадочных отложений районов Бискайского залива и плато Роколл (рейс 48). Литолого-фациальная характеристика разрезов осадочных отложений//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 374. 1982. С. 101—124.
6. Шимкус К. М., Шлезингер А. Е. Генетические типы осадочного чехла (по материалам сейсмoproфилрования)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 1. С. 28—38.
7. Bosellini A., Masetti D., Sarty M. A jurassic «Tongue of the Ocean» infilled with colitic sands: the Belluno Trough, Venetian Alps, Italy//Marine Geol. 1981. V. 44, P. 59—95.
8. Gurry D., Hamilton D., Smith A. J. Geological evolution of the Western English Channel and its relation to the nearby continental margin, in Geology of the East Atlantic continental margin//Inst. Geol. Sci. London Rept. 1971. V. 70/14. P. 129—142.
9. Montadert L., Roberts D. G. e. a. Initial Reports of DSDP. Wash. 1979. V. 48. 1212 p.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
14.IX.1983

УДК 553.94 : 551.762(479.22)

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ СРЕДНЕЮРСКИХ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ НА ТКИБУЛИ-ШАОРСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

БАЛАНЧИВАДЗЕ С. Г.

Большой фактический материал, накопленный за период разведки Ткибули-Шаорского каменноугольного месторождения и собранный автором дополнительно по действующим шахтам и скважинам, был изучен методом литолого-фациального анализа, разработанного и широко используемого в Геологическом институте АН СССР. Результаты обработки этого материала обобщены и рассмотрены в настоящей статье.

По геотектоническому районированию территории Грузии Ткибули-Шаорское месторождение приурочено к Шаорскому блоку Окрибо-Хреитского поднятия Центральной зоны воздымания Грузинской глыбы. Оно участвует в строении Ткибули-Шаорской брахисинклинальной складки, которая к северо-востоку переходит в глубокую Хотевскую синклиналь, являющуюся частью южного крыла Рача-Лечхумского синклинория.

В геологическом строении района принимают участие отложения средней и верхней юры, мела, палеогена и неогена. Четвертичные отложения имеют локальное распространение.

На Ткибули-Шаорском месторождении угленосны батские отложения ткибульской свиты, которая подразделена на горизонты верхних и нижних песчаников и залегающую между ними собственно угленосную толщу, к которой и приурочена серия угольных пластов.

На месторождении угольные пласты представлены различными генетическими типами углей, в формировании которых принимали участие как геологические, так и биологические, и биохимические факторы.

В соответствии с классификацией гумусовых углей П. П. Тимофеева, Л. И. Боголюбовой, В. С. Яблокова [5], П. П. Тимофеева [2], П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой [3, 6] среди юрских углей Ткибули-Шаорского месторождения по степени разложения лигнинно-целлюлозных тканей выделяются пять генетических групп: а) со слабой степенью разложения — телинитовые угли; б) с относительно слабой степенью разложения — посттелинитовые угли; в) с относительно сильной степенью разложения — преколлинитовые угли; г) с сильной степенью разложения — коллинитовые угли; д) с почти полным разложением — лейптинитовые угли.

Подразделение углей на генетические группы основывается на том, что при отмирании растительное вещество в торфяных болотах разлагается в поверхностном, торфогенном слое. После захоронения торфогенного слоя под другими, вновь образовавшимися слоями, биохимическое разложение в нем прекращается. Поэтому, чем более длительное время торфогенный слой пребывает в условиях, благоприятных для разложения, тем полнее разлагается в нем растительный материал. Быстрота захоронения торфогенного слоя определяется геотектоническим режимом области торфонакопления [2—5].

Генетические группы углей по соотношению углеобразующих и второстепенных микрокомпонентов подразделяются на генетические типы углей, которые характеризуют не только строение угольной толщи, но и условия образования и захоронения торфяников.

1. Гелинито-телинитовый крупнодревесинный уголь характеризуется скоплением крупных, с примесью мелких обломков древесинных, иногда паренхимных тканей с кутикулой и включением единичных смоляных тел. В этом типе углей, как правило, встречаются хорошо сохранившие свою клеточную структуру паренхимные ткани.

2. Гелинито-телинитовый паренхимный уголь сложен в основном из листьев. Листья в одних случаях имеют сильно вытянутый вид и окаймленный кутикулой, в других характеризуются линзовидной формой, включающей нередко в себе смоляные тельца. Эти листья чаще всего принадлежат к остаткам иглопочек хвойных растений. Ткань листа представлена ксиловитреном или комковатым ксиловитреном.

3. Гелинито-посттелинитовый (атритовый) мелкодревесинный уголь характеризуется по сравнению с гелинито-телинитовым крупнодревесинным углем содержанием более 50% мелких остатков растительных тканей, более сильным их разложением, а также менее четкими контурами. Характерно присутствие гелифюзента, включений бесструктурного витрена, остудневших клеток или группы клеток коровых, ксилемных или древесинных тканей. Из лейптинитовых микрокомпонентов присутствуют микроспоры, пыльца и смоляные тельца.

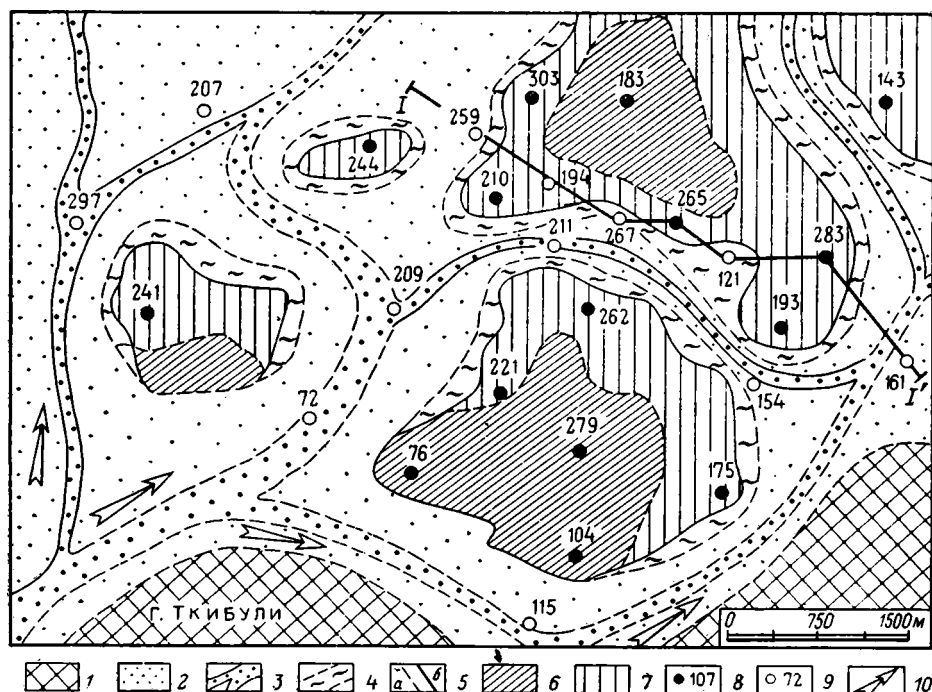
4. Гелинито-посттелинитовый паренхимный уголь представлен скоплением листьев хвойных растений. В отличие от гелинито-телинитового паренхимного угля в этом типе углей структура тканей листа хотя и хорошо видна, но более разложена, границы клеток более расплывшиеся. Ткань листа представлена в основном комковатым ксиловитреном.

5. Гелинито-преколлинитовый уголь. В нем наблюдается преобладание (90%) гелинито-преколлинитового вещества мелкозернистого или губчатого строения, среди которого распространены микроспоры, пыльца, смоляные тельца, полоски кутикул. Часто встречаются включения листовой паренхимной ткани, превратившейся в комковатый ксиловитрен, которую окаймляет кутикула, тем самым сохраняя контур оставшегося листа. В отдельных пластах месторождения наблюдается сильное обогащение гелинито-преколлинитовых углей глинистым веществом.

6. Гелинито-коллинитовый уголь характеризуется основной цементирующей массой, которая, как правило, бесструктурна и хлопьевидна. Вещество гелинито-коллинита представляет собой результат сильного разложения растительного материала в процессе гелификации. Нередко в гелинито-коллинитовых углях присутствует до 20% кутикулы. При этом наблюдается совершенно полное разложение листовой паренхимной ткани.

7. Резинитовые угли характеризуются скоплением более 50% смоляных тел округло-линзовидной формы, иногда эта форма неправильная в местах соприкосновения большого количества смоляных тел. Нередко резинитовые угли сильно обогащены глинистым веществом.

Как видно из описанных выше типов углей, которыми представлены юрские угленосные отложения, на территории Ткибули-Шаорского месторождения существовали непостоянные условия, при которых формировались различного типа торфяные болота.



Фиг. 1. Схематическая палеогеографическая карта времени образования III угольного пласта: 1 — древняя суша; 2 — область распространения русловых и прирусловых алювиальных отложений; 3 — основные протоки относительно крупной равнинной реки; 4 — пойменные отложения; 5 — контуры (а — предполагаемые, б — достоверные); 6 — области распространения преобладающих гелинито-коллинитовых и гелинито-преколлинитовых углей; 7 — область распространения преобладающих гелинито-телинитовых и гелинито-посттелинитовых углей; 8 — скважины, вскрывшие III угольный пласт; 9 — безугольные скважины; 10 — направление сноса терригенного материала

Отложения торфяных болот на месторождении характеризуются следующими типами фаций.

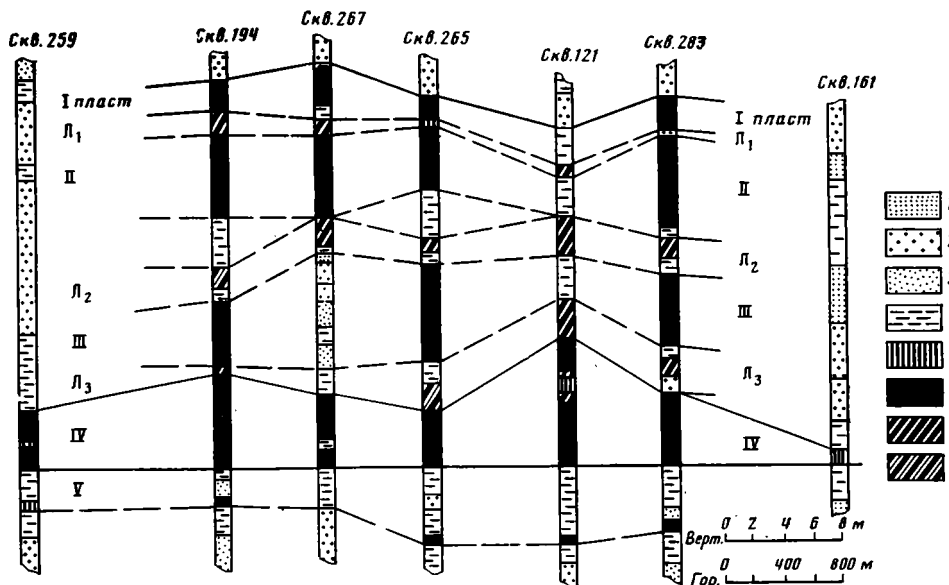
I. Осадки подвижного сильнообводненного застойного торфяного болота, которые представлены гелинито-телинитовым крупнодревесинным и гелинито-телинитовым паренхимным углями. Эта фация приурочена к нижней части разреза угольной толщи и характерна для периферийных частей торфяников. Иногда осадки этой фации встречаются в средней и верхней частях разреза угольной толщи, обычно выше отложений фации песчаных осадков русла малых рек и протоков относительно крупных рек, а также песчано-алевритовых осадков прирусловой части поймы и ее паводковых вод.

II. Осадки относительно подвижного сильнообводненного застойного, участками слабопроточного торфяного болота. Они представлены гелинито-посттелинитовым (аттритовым) мелкодревесным типом угля и гелинито-посттелинитовым паренхимным углем. Эти угли также характерны для нижней части разреза угольной толщи. Они чаще всего чередуются с гелинито-телинитовыми типами углей. В виде маломощных прослоев они существуют в верхней части разреза угольной толщи и реже в ее средней части. На площади месторождения они получили большое развитие в периферийных частях торфяников и на северо-востоке Шаорской угленосной площади.

III. Осадки относительно устойчивого сильнообводненного застойного, участками слабопроточного торфяного болота. Они представлены гелинито-преколлинитовым (мелкоаттритовым) малозольным типом углей, который широко распространен на западном, восточном и юго-восточном участках месторождения и приурочен к центральным частям торфяников. Зольная разновидность этого типа углей развита на Шаорской угленосной площади и чаще всего в средней части разреза угольных пластов.

IV. Осадки устойчивого сильнообводненного застойного, участками слабопроточного торфяного болота, которые представлены гелинито-коллинитовым углем, иногда с маломощными прослоями споринитов. Они наиболее развиты на западном, восточном и юго-восточном участках месторождения. На Шаорской угленосной площади широко развиты зольные гелинито-коллинитовые угли, которые приурочены в основном к центральной части торфяников. В разрезе угольных пластов гелинито-коллинитовый тип угля приурочен к средней части пласта или ближе к верхней его части.

V. Осадки весьма устойчивого сильнообводненного застойного, участками проточного торфяного болота, которые характеризуются резинитовыми и зольными резинитовыми типами углей.



Фиг. 2. Корреляционный геологический разрез угольной толщи по линии I—I' (см. фиг. 1). 1—3 — песчаник (1 — крупнозернистый, 2 — среднезернистый, 3 — мелкозернистый); 4 — аргиллит; 5 — углистый аргиллит; 6 — уголь; 7 — липтобиолитовый уголь (резинит); 8 — липтобиолитовый зольный уголь (резинит зольный)

В разрезе угольной толщи резинитовые угли развиты выше V угольного пласта и распространены на западном, восточном и юго-восточном участках, где их суммарная мощность достигает 6—7 м (центральный квершлаг шахты «Комсомольская»). Несколько менее они развиты в центральной части Шаорской угленосной площади. Зольные резинитовые угли более распространены на северо-западном и центральном участках.

В периферийных частях торфяников и в краевых частях месторождения их присутствие резко уменьшается, а в некоторых разрезах скважин они совершенно отсутствуют.

Располагаясь в северной периферийной части Грузинской глыбы, Ткибули-Шаорское месторождение находилось в зоне сопряжения континента и моря, где в среднеюрское время палеогеографическая обстановка на побережье, в пределах приустьевой части палеореки, благоприятствовала развитию торфонакопления.

После отложения дэмуисской свиты (свиты листоватых сланцев) Грузинская глыба и вместе с ней Дзирульский массив, продолжая медленно подниматься, могли оставаться единственными поставщиками терригенного материала в районе Гелатского и Ткибули-Шаорского месторождений, где к моменту накопления угленосных отложений существовала полузамкнутая лагуна. С этими поднятиями связано усиление деятельности относительно крупных палеорек в этом районе. Палеорекой с юго-запада, со стороны г. Кутаиси, привносился терригенный материал, который постепенно заполнял полузамкнутую лагуну, вытеснял существовавший там ландшафт заливно-лагунных водоемов мелководья эпиконтинентального морского бассейна на северо-восток [1, 7, 8].

Отложения подводной дельты неоднократно поднимались выше уровня моря в виде островов, одна часть из них впоследствии размывалась, другая часть затоплялась, а на отдельных островах создавались условия, благоприятные для развития болотной растительности и образования торфяных болот. В этих условиях формировались сильно обогащенные минеральными примесями угольные пласты отложений нижних песчаников.

По мере все большего поступления терригенного материала с материка мелководный эпиконтинентальный морской бассейн оттеснялся все дальше на северо-восток и на территории Ткибули-Шаорского месторождения возникли палеогеографические условия, которые способствовали широкому развитию и распространению торфяных болот.

На палеогеографической схеме времени образования III угольного пласта (фиг. 1) торфяные болота отделены руслами и протоками относительно крупной палеореки. В зависимости от направления миграции русел и протоков изменялась конфигурация торфяных болот. Естественно, что в этих условиях и более подвижных частях торфяных болот, и в их краевых частях, формировались фации I и II типов. В центральных частях торфяных болот формировались фации III—V типов. Отсутствие фаций I и II типов в западной и юго-восточной частях месторождения объясняется более поздним размывом этих осадков.

Размещение вышеуказанных фаций на площади месторождения и их взаимоотношение в разрезе угольной толщи (фиг. 2), а также общая палеогеографическая обстановка образования торфяных болот дают право говорить о том, что древнее торфонакопление на Ткибули-Шаорском месторождении происходило в период формирования наземной дельты относительно крупной равнинной палеореки в периферийной части Грузинской глыбы.

Приведенный литолого-фациальный анализ угленосных отложений Ткибули-Шаорского месторождения позволил выделить генетические группы и типы углей по степени разложения растительного материала.

Установлено, что накопление органического вещества происходило в различных фациях аллювиально-дельтовой равнины палеореки.

Выявление закономерности строения угленосной толщи и генезис палеоторфяников позволяют прогнозировать распространение древнего торфонакопления на прилегающих к Ткибули-Шаорскому месторождению территориях. Так как древние торфяники располагались в устье относительно крупной равнинной палеореки, их развитие можно прогнозировать в ее краевых частях.

В связи с этим перспективными площадями для выявления угольных пластов следует считать северо-восточное продолжение Мухурского участка, Тлугскую угленосную площадь и северо-западное продолжение Шаорской угленосной площади.

Литература

1. Боголюбова Л. И. Особенности строения угольного пласта Толстого в Ткибульском каменноугольном месторождении// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 6. С. 73—83.
2. Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 457 с.
3. Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 205 с.
4. Тимофеев П. П. Основные проблемы изучения угленосных формаций//Состояние и задачи советской литологии. Т. III. М.: Наука, 1970. С. 122—129.
5. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Яблоков В. С. Принципы построения генетической классификации углей. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 2. С. 49—63.
6. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Генезис гумусовых углей и особенности их распределения в различных тектонических типах угленосных формаций СССР//Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М.: Наука, 1965. С. 21—44.
7. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Закономерности образования гумусовых углей юрской эпохи угленакопления и их распространения на территории СССР//Литология и полез. ископаемые. 1965. № 5. С. 31—42.
8. Баланчивадзе С. Г. Фациальные особенности торфонакопления на Ткибули-Шаорском месторождении в юрское время//Литология и полез. ископаемые. 1983. № 4. С. 93—101.

Управление геологии ГССР,
Тбилиси

Поступила в редакцию
16.XII.1985

МЕТОДИКА

УДК 552.08.53 : 552.51 : 551.762

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДЕЗИНТЕГРАЦИОННЫХ МЕТОДОВ ПРИ ГРАНУЛОМЕТРИИ ПАЛЕОСТРУКТУР ВЕРХНЕЮРСКИХ ПЕСЧАНИКОВ

**ЕГОРОВА Т. Г., ЕЖОВА А. В., КАЛЯЦКИЙ И. И.,
ЛОБАНОВА Г. Л.**

Для палеографических реконструкций необходим гранулометрический анализ проб. Самым простым и экономичным из всех видов анализа гранулометрии проб является ситовый. Признано [1], что ситовый анализ дает надежные результаты для пород, легко распадающихся на составляющие их части. При анализе более прочных пород агрегаты или сцементированные участки разрушают растиранием, кипячением в воде или слабом растворе HCl, дроблением в ступке, воздействием ультразвуком [1—3]. Все эти методы подготовки проб длительны и вносят определенные погрешности в результаты анализов. Не свободен от ошибок и наиболее признанный для прочных проб трудоемкий метод определения размеров зерен в шлифах [1].

С целью получения исходных данных для создания единой методики подготовки проб осадочных пород к оценке гранулометрического состава, обеспечивающей снижение затрат труда, сохранение природной формы и размеров слагающих зерен, проведены сравнительные опыты по разрушению проб осадочных пород вручную (в фарфоровой ступке) и электроимпульсным способом (ЭИ) на дробильно-измельчительном комплексе ДИК-1. Основы и применение ЭИ-способа дезинтеграции твердых тел изложены в ряде работ [5—8].

Для проведения опытов использовали 40 ядерных образцов осадочных пород Западно-Сибирского региона из пяти скважин, каждый из которых делили на две части. Образцы представлены серым мелко- и среднелкозернистым крепким песчаником с тонкими прослоями глинистого, углистого и слюдяного материала, с плохой сортировкой зерен диаметром 0,1—0,8 мм и содержанием цемента от 10 до 40%. Образцы представляли собой куски с линейными размерами до 70 мм. Половину пробы массой от 80 до 500 г направляли на ручное дробление, которое проводили в фарфоровой ступке легкими вертикальными ударами пестика с периодическим отсевом материала через сито с отверстиями 1 мм. Готовым считали продукт, прошедший через сито. Плановое время на ручное дробление пробы массой 500 г составляет 1 ч [4].

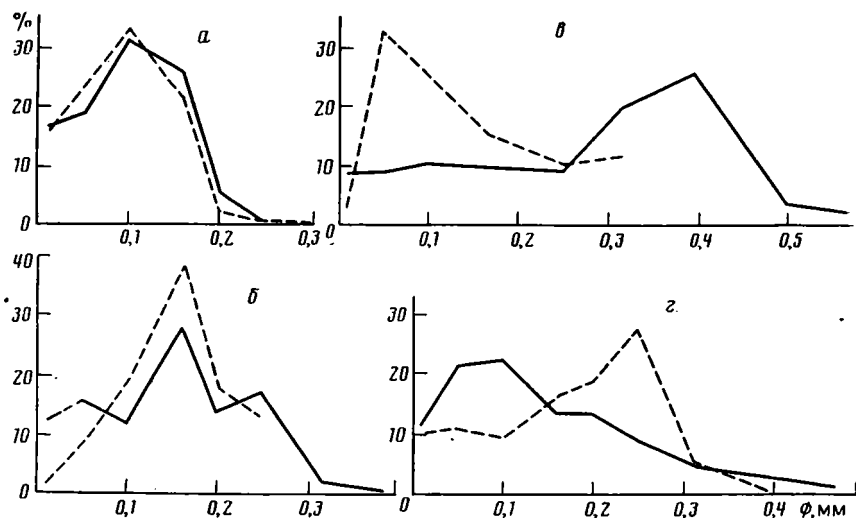
ЭИ-дробление проводили в технической воде при одинаковых параметрах импульса [7] на перфорированном заземленном электроде с отверстиями, равными 1 мм (диаметр электрода 15 см, объем цилиндрической камеры 3 л). Время дезинтеграции проб не превышало 4 мин. Готовый продукт собирали в приемном бункере. Пробы после измельчения сгущали, воду сбрасывали, а продукт высушивали при температуре не выше 100°С.

Образцы, измельченные в ступке и ЭИ-дроблением, обрабатывали затем одинаково: кипячение в воде, осторожное оттирание мокрой пробы резиновым пестиком, отмывка фракции —0,05 мм на сите, сушка фракции +0,05 мм и рассев через сита на узкие классы, контроль зернистого материала под биноклем и доводка его до монофракций на ситах, пипеточный анализ фракции —0,05 мм [2].

На фиг. 1, а для примера приведены кривые распределения гранулометрического состава продуктов ручного и ЭИ-дробления обр. 147 скв. 23 Северо-Калиновой площади. Подобная картина, показывающая некоторое перераспределение величин выхода фракций с сохранением общего вида кривой и близкими значениями гранулометрических коэффициентов, характерна для исследуемых образцов скв. 23 и 10 Нижнетабаганской площади, скв. 23 и 50% образцов скв. 30 Северо-Калиновой площади, 70% образцов скв. 22 Калиновой площади.

Для 50% образцов скв. 30 Северо-Калиновой площади, 20% образцов скв. 22 Калиновой площади наблюдается не только перераспределение величин выхода фракций в продуктах измельчения, но и изменение вида кривых, подобно представленным на фиг. 1, б для обр. 15, 16 скв. 30 Северо-Калиновой площади.

Только для двух образцов (29 и 30) скв. 1 Нижнетабаганской площади установлено резкое различие гранулометрических характеристик; при ЭИ-дроблении преобладает фракция 0,05 мм (см. фиг. 1, в), при ручном 0,4 мм, а для обр. 96 скв. 22 Калиновой площади наоборот: при ЭИ-дроблении преобладает фракция 0,25 мм, а при ручном 0,1 мм (см. фиг. 1, г). Значительно изменяются также значения коэффициента отсортированности и среднего размера зерна.



Фиг. 1. Кривые распределения гранулометрического состава образцов, полученных ручным (сплошная линия) и электроимпульсным (пунктирная линия) способами дробления
а — обр. 147 скв. 23 Северо-Калиновой площади; б — обр. 15, 16 скв. 30 Северо-Калиновой площади; в — обр. 29, 30 скв. 1 Нижнетабганской площади; г — обр. 96 скв. 22 Калиновой площади

Зерна в продуктах ЭИ-дробления значительно чище зерен продуктов ручного дробления и характеризуются меньшим числом угловых сколов. Это подтверждается результатами определения выхода мономинеральных зерен, приведенными для скв. 23 Северо-Калиновой площади (таблица). Особого внимания заслуживает фракция ($-0,05 \div +0,01$) мм. В продуктах ручного дробления содержится от 40 до 60% осколков зерен, которые появляются в процессе доводки продуктов до монофракций. Для продуктов ЭИ-дробления эта величина составляет (7—14%) от содержания материала в фракции. На фиг. 2 приведен вид зерен фракции в продукте ручного дробления, а на фиг. 3 — ЭИ-дробления. Таким образом, в пробе ручного дробления свыше 50% осколков зерен в этой фракции имеют средний диаметр 0,014 мм, а в пробах ЭИ-дробления — менее 10%; зерна однородные по размеру, средний диаметр 0,04 мм. Это повышает надежность ситового анализа при ЭИ-дроблении.

Минералогический анализ обр. 150 Северо-Калиновой площади показал большое содержание в нем пирита, выполняющего роль как цемента, так и примазки. При ручном дроблении наблюдается аномальный выход фракции 0,4—0,315 мм. Выход чистых зерен в этой фракции составляет 5,4% (см. таблицу). Достаточно хорошее разделение зерен наблюдается в классе 0,16—0,1 мм.

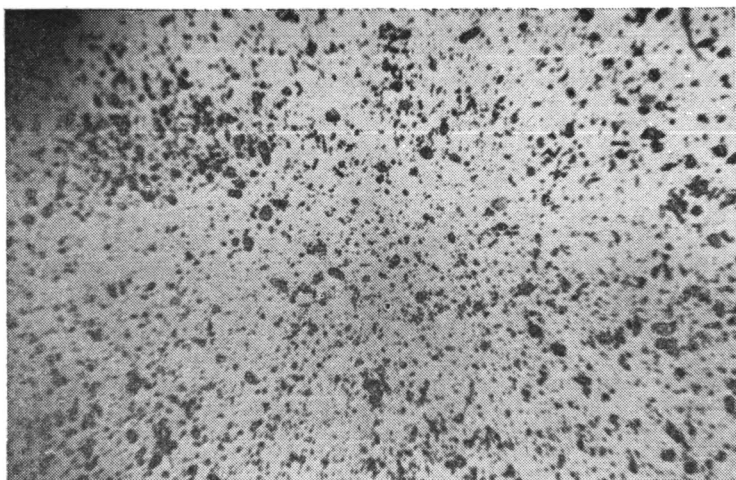
При выбранной начальной крупности измельчения, равной 1 мм, выход фракции 0,4—0,315 мм после электроимпульсного измельчения не отмечен, а выход фракции 0,2 мм совпадает с выходом, полученным для образца, измельченного вручную. Количество чистых зерен в классах 0,315—0,2 мм составляет приблизительно 30%, что в 6 раз выше, чем в пробах, измельченных вручную.

Таким образом, использование электроимпульсного способа измельчения может быть перспективным для подготовки проб осадочных пород к гранулометрическому анализу. Приведенные результаты показывают, что для обоснования этого предположения необ-

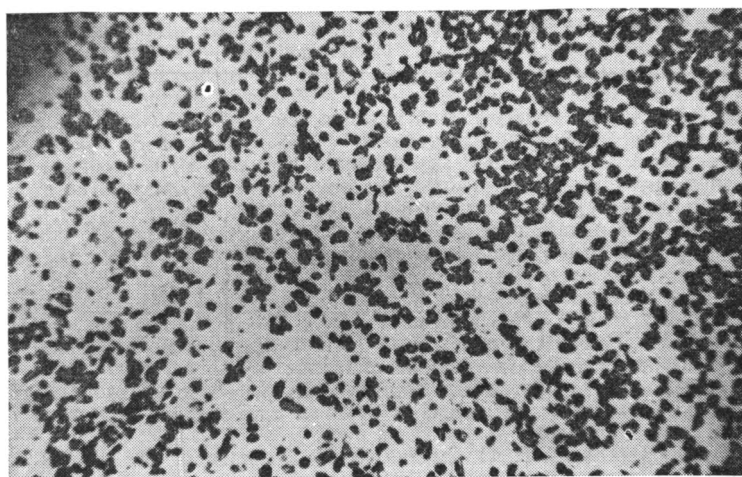
Выход мономинеральных зерен, %

Номер образца	Диаметр зерен, мм						
	0,50÷0,40	0,40÷0,30	0,30÷0,25	0,25÷0,20	0,20÷0,16	0,16÷0,10	0,10÷0,05
141	—	32,0	56,0	82,8	93,4	100	100
	80,0	84,0	88,6	95,8	95,8	100	100
147	—	—	—	82,0	84,0	85,0	97,0
	—	90,0	95,2	93,0	92,7	93,0	100
150	—	5,4	4,8	5,4	36,1	65,4	82,1
	—	—	32,0	29,0	37,0	76,1	90,0

Примечание. В числителе приведены результаты ручного дробления, в знаменателе — электроимпульсного; прочерк означает «отсутствие».



Фиг. 2. Вид зерен фракции ($-0,05 \div +0,01$) мм в образце ручного дробления. Увел. 50



Фиг. 3. Вид зерен фракции ($-0,05 \div +0,01$) мм в образце ЭИ-дробления. Увел. 50

ходимо провести дальнейшие исследования с привлечением для сравнения данных определения гранулометрического состава в шлифах. Кроме того, сравнительный минералогический анализ получаемых фракций (особенно фракций $-0,1$ мм) может показать, имеет ли место измельчение зерен кварца при электроимпульсной дезинтеграции.

Литература

1. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 518 с.
2. Методы палеогеографических реконструкций. М.: Недра, 1984. С. 6—10.
3. Соколов В. И. Оценка диспергируемости каолинизированных исковок россыпных месторождений//Обогащение руд. 1980. № 3. С. 8—11.
4. Справочник укрупненных сметных норм на геологоразведочные работы, СУСН. Вып. 7. М.: Недра, 1984. 177 с.
5. Каляцкий И. И., Курец В. И., Финкельштейн Г. А., Цукерман В. А. Основы электроимпульсной дезинтеграции и перспективы применения ее в промышленности//Обогащение руд. 1980. № 2. С. 6—11.
6. Сежкин Б. В., Курец В. И., Финкельштейн Г. А. Энергетические аспекты электроимпульсной дезинтеграции твердых тел//Обогащение руд. 1980. № 3. С. 5—8.
7. Мамина А. В., Щербина Е. А. Изыскание рационального способа дезинтеграции оловосодержащих скарнов// Обогащение руд, 1984. № 6. С. 10—13.
8. Каляцкий И. И., Курец В. И., Лобанова Г. Л., Филатов Г. П. О процессах и факторах активации глинистых буровых растворов электрическими импульсными разрядами//Электронная обработка материалов. 1984. № 5. С. 40—45.

КРИТИКА

УДК 553.636

О КНИГЕ «ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ПРОГНОЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БРУСИТА И МАГНЕЗИТА» *

ТИМЕСКОВ В. А.

Рассматриваемая коллективная монография написана специалистами из различных научно-исследовательских организаций. Она состоит из краткого предисловия ответственного редактора и девяти глав. Не останавливаясь пока на предисловии, в котором дается главным образом редакторская оценка достоинств книги, рассмотрим содержание ее глав.

В первой главе книги, написанной П. П. Смолиным и А. И. Шевелевым, характеризуются магнезит и брусит как полезные ископаемые и положение месторождений магнезита, талька и брусита в эволюции геологических комплексов. Особое внимание уделяется вопросу связи магнезиальных полезных ископаемых с интрузивным магматизмом. Утверждается, что такая связь уменьшается в ряду брусит→тальк→магнезит. Изложение сведений о магнезите и брусите как полезных ископаемых дано на высоком уровне и не вызывает возражений, за исключением ошибочного, по нашему мнению, указания на унаследованность бруситами форм магнезитовых тел и «значительное постоянство состава» бруситов Кульдурского месторождения. Совершенно иначе излагаются другие вопросы. Они освещаются с учетом лишь представлений авторов, в некоторых случаях дискуссионных, а большей частью просто ошибочных. К последним относятся, например, утверждения о типичных осадочных структурах и текстурах магнезитов саткинского типа; о приуроченности этих магнезитов к единым фаунистически охарактеризованным уровням; предпочтительная ассоциация тальцитов с магнезитами, а не с доломитами; связь магнезитообразования саткинского типа с формированием коры выветривания на трапповых полях финального базитового вулканизма.

Заслуживает внимания впервые появившееся в данной работе указание на малую вероятность совмещения в единых рудных полях массового талько- и бруситообразования. Ранее П. П. Смолин, неоднократно [6, 8 и др.] рассматривавший условия образования магнезита, талька, брусита, не обращал на это внимание, а А. И. Шевелев [13], исходявший в своих прогнозных построениях из взглядов П. П. Смолина, прогнозировал поиски месторождений талька и брусита среди одних и тех же структурно-формационных зон, площадей.

В главе второй (авторы П. П. Смолин, А. И. Шевелев, Л. П. Урасина, А. П. Бояркин) приводятся генетические типы магнезитовой минерализации и даются краткие указания на их промышленную значимость. Рассмотрению этих вопросов предпослано изложение условий кристаллизации магнезиальных карбонатов в теоретическом и экспериментальном аспектах и в плане современного осадкообразования. Авторы также особо привлекли внимание читателей к генетической типизации гипергенных магнезитов, среди которых они стали выделять эвапоритные и эвкарбонатные магнезиты, относя их соответственно к ариднему и гумидному рядам осадков. В этой главе тенденциозным является утверждение (с. 29) о том, что «...термохимические и экспериментальные данные... и материалы по современному образованию магнезиальных карбонатов согласно свидетельствуют о возможности массовой седиментации магнезита» (разрядка наша) в условиях осадкообразования. Экспериментальные работы по синтезу магнезита проводились многими исследователями. В большинстве случаев магнезит удавалось получать только при повышенных температурах (от 50 до 200° С) и (или) повышенном парциальном давлении CO_2 , т. е. в условиях, отличающихся от обычных для бассейнов осадкообразования. Известные из литературы немногочисленные указания на современное химическое осаждение магнезитов крайне редки и всегда сопровождаются сведениями о том, что магнезит здесь находится в ассоциации с гидромагнезитом. Последний, возможно, и был первоначальным продуктом, за счет которого образовался магнезит [14]. По-видимому, не случайно авторы вынуждены вносить уточнение, говоря о каком-то абстрактном мономagneзиальном карбонате (с. 29), а потом и о том, что «наиболее вероятно, что мономagneзиальный карбонат обычно осаждался в гидратированной форме, а затем перерождался в магнезит» (с. 39).

Вызывает возражение и предложенная авторами классификация генетических типов магнезитовой минерализации (с. 32). Она не только тенденциозна в силу концепции, отстаиваемой ими, но и ущербна в части гипогенных типов магнезитовой минера-

* Коллектив авторов. Отв. ред. д-р геол.-минер. наук В. П. Петров. М.: Наука, 1984. 318 с.

лизации, которые известны как в связи с измененными ультрамафитами, так и с магнезиальными скарнами, карбонатами, кимберлитами, сагандитами. Принятое авторами разделение осадочных по происхождению магнезитов на эвапоритные и эвкарбонатные справедливо. По существу оно проводилось ранее [10].

Третья глава книги написана П. П. Смолиным, А. И. Шевелевым и В. И. Киселевым. Она посвящена седиментогенной эвкарбонатной магнезитоносности, по терминологии авторов. Глава имеет особое значение, так как в ней рассмотрен наиболее важный в промышленном отношении генетический тип магнезитовых месторождений — саткинский. Авторы настойчиво стремятся показать, что магнезиты этого типа являются седиментогенными, т. е. образовались как осадок. Поскольку этому предположению противоречат непосредственно наблюдаемые в обнажениях и выработках метасоматические взаимоотношения магнезитовых тел с вмещающими их доломитами, авторы большое внимание отвели собственному толкованию морфологии и текстурно-структурных особенностей магнезитовых тел. В основе генетических построений авторов, наиболее ясно изложенных в данной главе, лежит представление о том, что «многоэпиклиналинные лагуны, в которых отлагались древние анхимономинеральные магнезиты, имели однородный мощный источник избыточного Mg в виде синхронной коры выветривания, формировавшейся на обширных базальтовых покровах» (с. 48). По их мнению, «в результате дифференциального выноса из коры выветривания наиболее подвижного магния этот катион в прибрежных бассейнах при затрудненном водообмене с открытым морем накапливался в избытке, превышающем порог седиментации мономagneзиального карбоната с незначительным содержанием примесного Ca» (с. 48). В аномальном магнезиальном бассейне седиментации, по мнению авторов, существовала гидрохимическая зональность с резкими границами, играющими роль буферных барьеров между областями садки мономagneзиального и известково-магнезиального карбоната, что обусловило резкие границы их отложений. Такая гипотеза не может не вызвать возражения своей надуманностью. В ней, во-первых, не доказывается наличие «обширных базальтовых покровов» в областях питающих провинций, служивших «однородным мощным источником избыточного магния». Более того, известно [3, 5], что верхнепротерозойские многоэпиклинали западного склона Урала заложились и развивались на гранитоидном основании с ограниченным привнесом основного материала. Это привело к формированию в них осадочных пород, унаследовавших в главных чертах кислый и калиевый состав. Во-вторых, в гипотезе нет указаний на форму далекой миграции магния, необходимую в данном случае, и не раскрыт механизм его «дифференциального выноса». В-третьих, геологическая обстановка магнезитовых месторождений саткинского типа никак не свидетельствует о том, что вмещающие их толщи формировались в бассейнах с затрудненным водообменом. Этому не помогают и указания на имеющие место биогермы и песчанистые примеси в доломитах, вмещающих магнезиты.

Из высказываний авторов видно, что они не знают, в форме какого минерала возникали первичные седиментационные концентрации мономagneзиального карбоната. Однако они утверждают, что «все рассмотренные структурно-текстурные и морфологические признаки магнезитов наилучшим образом объясняются первично-седиментационными концентрациями мономagneзиального карбоната» (с. 53). Постседиментационное образование магнезиальных карбонатов, по мнению авторов, может иметь место, но лишь для доломитов, а не магнезитов, так как «первичная седиментационная стратифицированность магнезитов выражена несравненно резче» (с. 54). Интересно отметить, что всего тремя годами ранее эти же авторы [7] были менее категоричны и считали, что «наиболее вероятное происхождение осадочного магнезита доломитовых толщ — это диагенетическое перерождение гидромагнезитовых илов». Об этом же они пишут и во второй главе данной книги (с. 39).

Более чем странной, по нашему мнению, является и авторская трактовка формационной приуроченности магнезитовых месторождений саткинского типа. Отметим (с. 95), что магнезитоносные комплексы относятся к трансгрессивной серии доорогенного этапа, они заявили, что «их квалификация по обоим этим категориям ничего не дает для понимания магнезитоносности. Более того, при отложении магнезитоносных формаций происходило не подразумеваемое для трансгрессивных серий увеличение глубины бассейна во времени, а наоборот, резкое их обмеление при магнезит-доломитовой седиментации». Доорогенные же магнезитоносные комплексы «можно называть и позднесплеорогенными или еще как-нибудь в этом роде» (с. 96). В частности, авторы в соответствии с их гипотезой назвали их «эпибазальтоидными». Такая аргументация авторов может убедить только в одном — в их неспособности дать ясный ответ на вопрос о формационной приуроченности магнезитовых месторождений саткинского типа, а именно: в каких формационных рядах они локализуются и с какими формациями в них связаны? Определеннее всего авторы по этому вопросу высказываются при изложении методических основ прогнозных работ, они заявляют (с. 123): «при выявлении закономерностей размещения месторождений магнезита установлено, что они связаны с эпиплатформенными и эпигеосинклинальными формациями, на которые и следует обратить основное внимание при прогнозировании». Судя по употребляемой ими терминологии, основное внимание должно быть уделено формациям орогенных комплексов, но в этих комплексах магнезитовые месторождения саткинского типа, как известно, не встречаются.

Четвертая глава (авторы П. П. Смолин и А. И. Шевелев) посвящена геологическим критериям и методам прогноза месторождений магнезита. Основное внимание в ней уделяется магнезитовым месторождениям саткинского типа.

Рассматривая геологические критерии прогнозирования, авторы справедливо замечают, что в тех случаях, когда генезис месторождений недостаточно ясен, критерии должны выявляться из эмпирически установленных закономерностей размещения. Однако далее они поступают в большинстве случаев вопреки этому очень верному замечанию, руководствуясь при определении прогнозных критериев своей далеко не безупречной, спорной концепцией генезиса магнезитов. В итоге из всех предложенных ими критериев без возражений может быть принят лишь один давно известный — это «приуроченность магнезитовых месторождений к магнезито-карбонатным, преимущественно доломитовым толщам». Большая же часть прогнозных критериев авторов не отвечает главному своему назначению: способности локализовать прогноз на магнезиты саткинского типа. Более того, авторы предлагают обычно решать обратную задачу — по наличию магнезитовых месторождений судить о палеогеографии и климате, периодах базальтового вулканизма и формирования кор выветривания, фациальной изменчивости. На основании этого факта они предлагают исправлять и стратиграфические схемы (гл. 9, с. 300—301), коррелируя отложения лишь по признаку наличия в них магнезитовых месторождений, генезис которых к тому же является спорным и имеются доказательства о наложенном характере их развития.

В пятой главе дается прогнозная оценка магнезитоносности отдельных регионов. Рассмотрены две важнейшие магнезитовые провинции СССР, расположенные на Южном Урале и Енисейском кряже. Прогнозной оценке названных регионов предпослан анализ условий образования магнезита в них. Последний более полно проведен для территории Южного Урала. Здесь рассмотрены не только геологические, но и физико-химические условия образования магнезитовых и сидеритовых месторождений. Содержание главы является плодом труда четырех авторов (А. П. Бояркин, В. Е. Левицкий, Л. П. Урасина, М. А. Урасин), что не могло не сказаться на слабой его согласованности. В частности, А. П. Бояркин, рассматривая закономерности размещения магнезитовых и сидеритовых месторождений, проводит формационное расчленение рифейского разреза Южного Урала со ссылкой на источник двадцатилетней давности. Работы по формационному анализу тогда только еще начинались и, естественно, не всегда были совершенными. Такой подход кажется странным потому, что в этой же главе Л. П. Урасина приводит уже современное и более верное формационное членение рифейского разреза Южного Урала. Ошибочные выводы сделаны А. П. Бояркиным по результатам изучения газожидких включений и изотопных отношений серы в минералах магнезитовых и сидеритовых месторождений. Так, например, обогащенность основной массы сульфидов из сидеритов и магнезитов тяжелым изотопом серы, по его мнению, свидетельствует о первично-осадочном происхождении карбонатных руд железа и магнезита. В то же время из работ по изотопическому анализу [4] известно, что сама по себе относительная обогащенность сульфидов изотопом ^{34}S недостаточна для суждения о генезисе месторождений. Необходимо еще учитывать и разброс значений $\delta^{34}\text{S}$, и влияние метаморфизма, и ряд других факторов. На основе термометрии газожидких включений в минералах Ельничного месторождения А. П. Бояркин утверждает, что отсутствовало термическое воздействие Бердяшского плутона на породы, вмещающие Ельничное месторождение, и, следовательно, оно залегает в тектонически перемещенном блоке. Еще А. Н. Заварицкий [2] указывал, что у Ельничного месторождения в ряде мест можно наблюдать развитие в доломитовом мраморе контактовых минералов (форстерит, диопсид, флогопит). Позднее это отмечено работами Бакальской ГРП при разведке Ельничного месторождения, нашими наблюдениями. Контакт бердяшских гранитов-рапакиви с доломитами верхнекусинской подсытки, вмещающими Ельничное месторождение, — интрузивный, и плутон не мог не оказывать термического воздействия на окружающие его породы.

Следует также отметить, что при прогнозной оценке названных выше регионов авторы, ответственные за прогноз, непоследовательны и не используют многие из критериев прогнозирования, предлагавшиеся в четвертой главе. Особенно показательно, что ни один из них в перечне прогнозных признаков (факторов) не называет главного критерия — литологического (приуроченность магнезитов к доломитам), хотя не мог его не учитывать при прогнозной оценке территорий.

Последующие главы книги (главы 6, 7, 8) написаны П. П. Смолиным и посвящены бруситу. В них рассмотрены его генетические типы, закономерности размещения и формирования бруситовых месторождений, результаты изучения последних в регионе Малого Хингана, дается прогнозная оценка магнезито- и бруситоносности Буреинского массива и сопредельных регионов. Материал, приведенный в этих главах, далеко не равнозначный: в одних случаях очень подробный региональный, в других — лаконичный общий. Очень своевременным является вопрос об освоении бруситовых месторождений Малого Хингана, в частности, и бруситовых мраморов в СССР вообще.

Принимая в целом данное П. П. Смолиным изложение вопроса о закономерностях формирования и размещения месторождений брусита, нельзя согласиться с ошибочным его утверждением о том, что «появление наиболее ценных анхимономинеральных бруситов возможно лишь при наличии исходно-осадочных магнезитов в метамagneзитах комплексах, тогда как в остальных случаях образуются лишь аподоломитовые бруситовые мраморы». Исследованиями ряда геологов [1, 9, 11] давно показано, что брусититы в определенных геологических обстановках развиваются за счет доломитов, а магнезиты образуются позже.

Глава девятая (автор П. П. Смолин) является заключительной. Большая часть ее отведена дискуссии по вопросу происхождения магнезитов саткинского типа, которую П. П. Смолин ведет с Л. В. Анфимовым, Б. Д. Бусыгиным, Л. Е. Деминой и, главным образом, с В. А. Тимесковым. В этой же главе излагаются проблемные, по мнению

П. П. Смолина, вопросы магнетитоносности, возникающие в разрабатываемой им гипотезе седиментогенного образования магнетитов этого типа.

По-видимому, нет необходимости высказывать имеющиеся возражения почти по всем пунктам критики П. П. Смолиным наших генетических представлений. В последнее время производственные геологические организации разделяют взгляды исследователей, доказывающих метасоматическое, неседиментогенное образование магнетитовых залежей, а успехи этих организаций широко учитывались В. А. Тимесковым при изложении научных основ прогноза магнетитовых месторождений саткинского типа. Это же позволяет надеяться, что геологи этих организаций легко, даже не прибегая к широкому концептуальному подходу смогут по достоинству оценить и выдвинутую П. П. Смолиным гипотезу седиментогенного магнетитообразования как не соответствующую реально устанавливаемым закономерностям размещения и формирования магнетитовых месторождений саткинского типа и продолжающую вносить путаницу в представления об их генезисе.

Главную ценность книги редактор видит в том, что «в основу ее положена развернутая оригинальная генетическая концепция». Наиболее новые положения, по его мнению, относятся к магнетиту, которому в учебных руководствах и справочниках традиционно «приписывается» (разрядка наша) гидротермальное происхождение. Тем самым редактор,вольно или невольно, обвиняет подавляющую часть геологов в неправомерности их точки зрения на происхождение магнетитов саткинского типа. «Главное новое» положение в генетической концепции авторов книги редактор видит в том, что они выделяют два ряда гипергенных магнетитов — эвапоритный и собственно карбонатный (эвкарбонатный), что якобы ликвидирует давнюю путаницу в интерпретации гипергенных магнетитов. Однако следует заметить, что задолго до авторов книги на особенность рифейских доломитовых магнетитоносных формаций и их отличие от эвапоритовых доломитовых магнетитоносных формаций палеозоя указывал Н. С. Шатский [12], а затем и другие исследователи. В. А. Тимесков [10] именно с учетом реально наблюдаемых закономерностей размещения гипергенных осадочных магнетитов подразделил их на два подтипа, по существу полностью соответствующие эвапоритовому и неэвапоритовому (эвкарбонатному) рядам рецензируемой книги.

Все изложенное показывает, что книга, вышедшая в свет, по своему замыслу актуальна. Однако реализация этого замысла оказалась весьма далекой от совершенства.

Литература

1. Варлаков А. С. Метаморфизм в связи с диабазам в районе Бакальского рудного поля. М.: Недра, 1967. 142 с.
2. Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. Избр. тр. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 666 с.
3. Злобин В. А. Литолого-геохимическое сопоставление верхнепротерозойских отложений Урала, Сибири и Дальнего Востока.— В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. (Тез. докл.). М.: ГЕОХИ АН СССР, 1980, с. 80—83.
4. Иенсен М. Л. Изотопы серы и проблемы минерогенеза.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 129—147.
5. Казаков Г. А. Геохимические особенности осадочных пород верхнепротерозойской геосинклинали Урала.— В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983, с. 98—106.
6. Смолин П. П. Условия формирования месторождений магнетита, талька и брусита в эволюции магнезиально-карбонатных толщ.— В кн.: Геохимия. Минералогия. Петрология: Докл. сов. геологов на XXV сессии МКГ. М.: Наука, 1976, с. 450—457.
7. Смолин П. П., Киселев В. И., Шевелев А. И. Ритмичность и формационные типы магнетитоносных докембрийских толщ.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 6. М.: Наука, 1981, с. 178—190.
8. Смолин П. П. Минерогенез, эволюционные взаимосвязи и прогноз магнезиальных полезных ископаемых (магнетит, брусит, тальк).— В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983, с. 66—76.
9. Степанов О. А. Бруситы Дальнего Востока и их генезис.— Геология руд. месторождений, 1969, № 4, с. 46—58.
10. Тимесков В. А. К научным основам прогноза и поисков магнетитовых месторождений.— Сов. геология, 1983, № 3, с. 73—80.
11. Туровцев Д. М. Бруситсодержащие породы в контактовом ореоле Талнахской интрузии (Норильский район).— Зап. ВМО, 1969, № 4, с. 407—414.
12. Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3—23.
13. Шевелев А. И. Перспективы складчатого обрамления юга Сибирской платформы на магнезиальное сырье.— Геология и геофизика, 1980, № 7, с. 122—127.
14. Lippmann F. Sedimentary carbonate minerals. Berlin, Heidelberg. N. Y.: Springer-Verlag, 1973. 228 p.

Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых,
Казань

Поступила в редакцию
9.I.1986

ХРОНИКА

УДК 553.98 : 551.462

ГЕОЛОГИЯ РИФОВ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

КУЗНЕЦОВ В. Г., ЛУЧНИКОВ В. С.

Всесоюзное совещание на эту тему, организованное Межведомственным литологическим комитетом, Национальной группой СССР Международного общества по изучению рифов при комиссии по проблемам Мирового океана АН СССР, Министерством геологии УзССР и ПГО Узбекнефтегазгеология было проведено с 16 по 18 апреля 1985 г. в г. Карши УзССР. Председателем оргкомитета совещания был министр геологии УзССР Х. Т. Туляганов, научным руководителем — академик — секретарь отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР акад. Б. С. Соколов. К совещанию были изданы тезисы всех докладов.

В работе совещания приняли участие 125 человек из 32 городов, представляющих шесть вузов, 27 научно-исследовательских и 16 производственных организаций системы АН СССР и союзных республик, Мингео СССР и УзССР, Миннефти СССР, Мингазпрома УзССР. На пленарных и секционных заседаниях, а также в виде стендовых, было заслушано 70 докладов, посвященных в основном трем темам.

1. Общие вопросы геологии и нефтегазоносности карбонатных, в том числе рифовых, формаций, их классификация, изменение во времени, глобальные закономерности размещения нефтегазоносных рифов.

2. Методы прогноза и поисков погребенных рифов, детального изучения их морфологии.

3. Геология и нефтегазоносность рифов отдельных регионов СССР: Средней Азии, Тимано-Печорской, Волго-Уральской и Прикаспийской провинций, запада и юга Русской платформы и ее обрамления. Сибирской платформы, а также некоторых зарубежных стран.

После совещания была проведена геологическая экскурсия в район Гаурдака, где его участники с интересом ознакомились со строением, составом и рифостроителями обнаженных верхнеюрских рифовых образований Амударьинской синеклизы.

Совещание показало возрастающую роль литологических, фациальных и формационных исследований при изучении рифов. Эти вопросы обсуждались во многих докладах всех трех тем. Не имея возможности дать полный обзор докладов литологической тематики, отметим лишь некоторые из них.

И. К. Королук посвятила свое выступление обоснованию выделения рифогенных формаций-толщ, образованных органогенными постройками и продуктами их разрушения, а также толщ, в существенной мере насыщенных органогенными постройками. Несмотря на нечеткость формулировки и неопределенность объема, комплексное рассмотрение конкретных карбонатных толщ позволило ей выделить ряд типов рифогенных формаций и наметить их смену на протяжении рифея — фанерозоя.

Вариант классификации рифогенных формаций на примере кембрия Сибири предложила *Н. М. Задорожная*. При выделении формаций ею учитываются тип построек, их размеры и способ размещения в пространстве, а также вещественный состав парагенетически связанных с ними отложений.

Большой интерес вызвало сообщение *Н. К. Фортунатовой* о системе генетической организации органогенных бентоногенных карбонатных образований, в основу которой положен иерархический принцип. Выделены различные уровни организации — от моногенных образований (скелетов) до гетерогенных рифовых комплексов и рифовых формаций, рассмотрены их взаимоотношения с учетом конструктивной биологической и деструктивной абиогенной деятельности.

Среди проблем изучения рифогенных комплексов *В. В. Семенович* специально выделил задачи литологических исследований с целью прогнозирования распространения рифов, их коллекторских свойств и решения ряда прикладных задач.

Е. В. Краснов высказал предположение о том, что связь рифов с глубинными разломами обусловлена повышенным здесь тепловым потоком и более высоким содержанием микроэлементов, что способствует интенсивному развитию биоса.

Совещание показало большие успехи в изучении докембрийских и кембрийских построек. Интересные данные по литологии, условиям рифообразования и типам построек приводились в докладах *В. А. Асташкина, В. И. Бондарева, И. В. Николаевой, И. Т. Журавлевой, Э. В. Бородаевской, О. В. Постниковой, Е. М. Хабарова и др.*

Важные для литологии материалы о био-, лито- и морфогенезе голоценовых рифов приводились в сообщениях *Н. А. Иванова, В. Н. Космынина и др.*

В решениях совещания наряду с другими нерешенными проблемами отмечена слабая литолого-фациальная изученность рифов различных типов. Обращается внимание на необходимость усиления и расширения палеоэкологических, стратиграфических, литологических и геохимических исследований с целью использования полученных данных для целей корреляции, фациального анализа, получения дополнительной информации об истории развития седиментационных бассейнов, о структурной приуроченности рифов, на комплексирование изучения современных и ископаемых рифов.

Предлагается разработать литолого-фациальные модели строения карбонатных, в том числе рифовых, комплексов различных структурно-формационных типов с целью повышения эффективности геологической интерпретации геофизических, и прежде всего сейсмических, данных.

Учитывая важную роль рифов как вмещителей нефти и газа, признано целесообразным детально изучать состав и строение рифовых резервуаров, закономерности размещения в них коллекторов, полупроницаемых и непроницаемых зон в разрезе и по площади, создать модели строения природного резервуара различных морфолого-генетических типов рифов.

Отмечена необходимость создания теоретических основ прогнозирования размещения рифогенных комплексов и их нефтегазоносности на базе детального изучения историко-геологических причин возникновения и локализации рифов в определенные этапы развития бассейнов. С этой целью предлагается приступить к разработке атласов литолого-фациальных, палеотектонических, палеогеографических карт основных этапов карбонатакопления с целью выявления закономерностей распространения рифовых комплексов и научно обоснованного прогноза их нефтегазоносности.

Совещание обратилось в минвузы СССР и союзных республик с просьбой усилить подготовку специалистов палеонтологов и литологов, способных вести детальные исследования современных и особенно ископаемых рифов, а в существующей системе переподготовки геологических кадров выделить специальные разделы по геологии, методам поисков и изучения рифов.

Участники совещания отметили своевременность, актуальность и высокий уровень его организации и выразили искреннюю благодарность оргкомитету, Министерству геологии УзССР и ПГО Узбекнефтегазгеология за его образцовое проведение.

Московский институт нефтехимической
и газовой промышленности

Поступила в редакцию
23.VII.1985

УДК 553.068

ПРОБЛЕМА КОНЦЕНТРАЦИИ И РАССЕЯНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА В ГЕОЛОГИИ РОССЫПЕЙ

ДАВИДЕНКО Н. М., ШУМИЛОВ Ю. В., ИЗБЕКОВ Э. Д.,
ПАТЫК-КАРА Н. Г., РЫЖОВ Б. В.

С 27 по 29 мая 1985 г. в Якутске состоялась региональная конференция по проблеме «Концентрация и рассеяние полезных компонентов в аллювиальных россыпях». В ее работе приняли участие 146 представителей 54 научно-исследовательских и производственных организаций Мингео СССР, Минцветмета СССР, Минвуза СССР и Академии наук СССР.

Конференция включала пленарные заседания (в день открытия и закрытия), два общих рабочих заседания и стендовое обсуждение ряда докладов. Работали две секции: «Источник — россыпь» и «Рельеф — россыпь». В конце каждого заседания проводилась дискуссия.

Представленные на обсуждение доклады показали, что сложная и многоплановая проблема механической и химической концентрации полезных компонентов (ПК) в экзогенных обстановках является центральной в теории россыпеобразования и ключевой для решения большинства практических задач.

Успешной работе конференции способствовало своевременное опубликование тезисов докладов и заблаговременное ознакомление с ними всех участников конференции, что повысило активность обсуждений и обмена мнениями во время заседаний и в кулуарах.

В основном докладе — «Проблемы концентрации и рассеяния минерального вещества в современной геологии» (Н. А. Шило, Л. З. Быховский, С. Г. Желнин, Э. Д. Избеков, Е. М. Камшилина, Г. П. Михалев, Н. Г. Патык-Кара, Б. В. Рыжов, Е. Д. Черный, Ю. В. Шумилов) была подчеркнута важность достоверных сведений о поведении минерального вещества в недрах и на поверхности планеты для разработки единой теории развития Земли. Указывалось на необходимость изучения россыпей в качестве комплексных месторождений полезных ископаемых и их полной утилизации. Применительно к веществу россыпей выделен ряд возможных уровней детальной анализа концентрации и рассеяния, охватывающих характер коренных источников, особенности гипергенеза и специфику седиментации. Отмечена особая актуальность и сложность изучения концентрации и рассеяния тонких фракций россыпеобразующих минералов. Такие фракции

проявляют двойственную природу: то составляют дисперсную систему, то ведут себя как геохимические объекты, подчиняющиеся электрокинетическим воздействиям, сорбированию коллоидами, органическим веществом и т. п. В заключение освещены перспективы комплексного освоения россыпей различных полезных ископаемых с учетом достижений современной науки, в том числе и в области теории физической и химической концентрации и рассеяния вещества.

В региональном плане концентрации ПК в аллювиальных россыпях зависят от определенного режима структурного развития металлоносных провинций, что было отражено в докладе *Н. М. Давиденко*. Он указал на перспективность областей тектономагматической активизации платформ и срединных массивов, а также ряда территорий поздних складчатых структур в отношении формирования аллювиальных россыпей.

Направление, связанное с эволюцией россыпей в системе коренной источник — россыпь, было отражено в докладах *Э. Д. Избекова*, *В. Е. Филиппова*, *Р. Н. Копылова* и *др. Б. В. Рыжов* проанализировал группы и типы продуктивных пластов аллювиальных россыпей, увязав их с определенными геологическими условиями концентрации. Типизация концентраций приведена в докладах *Г. С. Ананьева*, *Б. М. Осовецкого* и *А. М. Трушина*, *А. А. Блинова* и *др.*

Среди перспективных аспектов обсуждаемой проблемы особое место занимает изучение гидравлической крупности ПК. Этот типоморфный признак ПК входит в ряд расчетных формул по перемещению фракций одинаковой гидравлической крупности вдоль долины относительно источника в зависимости от уровня его среза. На основании всестороннего исследования этого признака якутскими геологами определена физическая граница между пластовым и косовым золотом (7—8 см/с).

Большое число докладов было посвящено влиянию геоморфологических и палеогеографических условий развития территории на концентрацию ПК. На необходимость системного подхода при поисках россыпей и анализа иерархии геоморфологического развития территории указала *О. В. Кашменская*. Влияние климатических условий на концентрацию и рассеяние ценных минералов проанализировано в докладах *Ю. В. Шумилова* и *Е. И. Тищенко*. *Ю. В. Шумилов* раскрыл особенности образования криолитогенных россыпей, а *Е. И. Тищенко* подчеркнул зависимость поведения золота в ходе формирования аллювия от климата (влажности, температуры). В докладе *Л. Г. Ивочкиной* по экспериментальным данным отмечена прямая зависимость концентраций ПК от крупности материала аллювия — чем больше «песчанистость» аллювия, тем дальше разносятся ценные компоненты вдоль водотока.

Поддавливающее большинство докладчиков (*А. Г. Баранников* и *В. С. Шуб*, *Г. А. Постоленко* и *др.*) привели сведения о длительной эволюции формирования россыпей. Авторы предлагают оценивать благоприятные эпохи концентрации ПК в аллювии с учетом его гипергенной устойчивости.

Интересным в изучении концентрации ПК представляется подход, рассматривающий россыпь как скопление плотных частиц, которое зарождается в системе рельеф — осадки и является ее частью, но развивается как самостоятельное образование (*Ю. С. Будилин*).

В докладах *В. А. Банина*, *И. П. Дика*, *Е. И. Шамрая* освещалось формирование концентраций в пределах неотектонических погружений, отмечались мощные пласты с мелкими и тонкими частицами ПК.

Особенностям накопления склоновых концентраций ПК были посвящены доклады *В. Л. Сухорослова*, *Б. С. Григоркина* и *З. Г. Мирзахановой*. *Б. С. Григоркиным* предложены математические зависимости в виде «теории циклоид» применительно к формированию россыпей.

Много докладов было посвящено распределению концентраций ПК в теле россыпи и методам выявления этих концентраций. Наиболее интересными в этом отношении были выступления *В. М. Горшкова* и *П. Д. Волошина*, проанализировавших особенности концентрации металла в долинах разного порядка.

Преобладающее число сообщений на конференции касалось концентрации ПК россыпи в зависимости от формационного типа коренного источника, его объема, крупности полезного компонента, предварительного обогащения ценных минералов в корях выветривания. *В. А. Буряк* и *Г. А. Каилов* показали наличие четкого разрыва гипсометрического положения россыпей и коренных источников. В отдельном докладе *В. А. Буряка* и *Б. В. Нигая* рассматривалась приуроченность россыпей золота преимущественно к краевым частям позднемезозойских локальных купольных, кольцевых и купольно-кольцевых морфоструктур высоких порядков и разграничивающих их зонах тектонических нарушений.

Формирование концентраций в россыпи за счет конкретных формационных типов источников проанализировано в докладах *Б. В. Шувалова*, *Б. О. Иванюка*, *А. В. Смольяка*, *А. И. Скрябина*, *Ю. Н. Бахарева*, *Н. М. Саввинова* и *др.* Влияние масштабов оруденения на богатство россыпей отражено в сообщении *Б. В. Томилова*. Связь россыпей золота с зонами гипергенного обогащения демонстрировалась в докладе *Н. В. Нестерова* и *Б. Д. Цыбикова*. Доказательства первично-эндогенной природы крупного золота в россыпях приведены в докладах *В. П. Самусикова* и *А. В. Кокина*. *В. П. Самусиковым* была показана также принципиальная возможность оценки глубины эрозийного среза коренных источников по содержанию элементов-примесей в россыпном золоте.

Количественная оценка соотношения концентраций металла в россыпях и коренных источниках через определенные коэффициенты, полученные в результате разведки и отработки россыпных месторождений, дана в докладе *В. В. Сыроватского*. Предложенная автором формула позволяет по разведанным россыпям судить о вероятных масштабах их коренных источников, а также решать обратную задачу. Продолжением такого под-

хода следует считать выступление *В. В. Краскова* о возможности применения эмпирической формулы, отражающей логнормальное распределение ПК в аллювии.

Вопросам реконструкции коренных источников золота на основе изучения россыпей Северо-Востока СССР были посвящены доклады *Б. В. Кустерова* и *С. В. Сендека*. О закономерностях размещения золотых самородков в россыпях и возможностях их использования для определения рудных объектов сообщил *В. Н. Клепиков*.

Вызвали интерес сообщения *В. Л. Шевкаленко*, который отнес некоторые россыпи окраин Сибирской платформы к допалеозойским образованиям, и *Г. А. Середенко*, показавшего перспективность своеобразных элювиальных россыпей, связанных со штокверкоподобными коренными месторождениями.

Следует констатировать высокий научный уровень заслушанных докладов, обилие представленного в них фактического материала, общую непринужденную рабочую обстановку, царившую на конференции, активность ее участников.

Выступавшими в докладах и дискуссии отмечались также и недостатки в изучении россыпей, среди которых отмечены: недостаточное использование современных достижений в области минералогии, геохимии и дистанционных методов исследований при выделении перспективных площадей; ограниченность работ по изучению гранулометрии золота первичных руд и закономерностей миграции его в корях выветривания; недостаточное внимание к вопросам преобразования россыпей, их исторической преемственности; недостаточное изучение криолитозоны как специфической области россыпеобразования, с которой связана основная масса многих россыпных ПК; нарушения принципа комплексного подхода к изучению и оценке отдельных россыпей и россыпных площадей разного ранга; слабая междуведомственная координация научных исследований по россыпной тематике.

Эти недостатки нашли отражение в принятом на конференции Решении, в котором содержатся также предложения по улучшению подготовки кадров, усилению экспериментальных и опытно-натурных работ, применению современной вычислительной техники (в том числе с графопостроителями), совершенствованию критериев прогнозирования, поисков и оценки россыпей и т. д.

В целом проведенная в Якутске конференция явилась весьма своевременной в системе мер по ускорению научно-технического прогресса в области геологии россыпей. Использование ее материалов в совокупности с устранением недостатков и осуществлением предложений, содержащихся в Решении, будет способствовать сокращению сроков проведения геологоразведочных работ, повышению их эффективности.

Институт мерзлотоведения СО АН СССР,
Якутск

Поступила в редакцию
21.X.1985



МИХАИЛ ПАВЛОВИЧ ФИВЕГ

11 января 1986 г. на 87 году жизни скончался видный советский геолог, известный специалист в области геологии, поисков и разведки агрономических руд, доктор геолого-минералогических наук Михаил Павлович Фивег. Вся его научная и производственная деятельность была посвящена изучению апатитовых и калийных месторождений Советского Союза, организации и развитию фосфатной и калийной промышленности нашей страны.

М. П. Фивег родился в 1899 г. в селе Ящера под Ленинградом. В 1922 г. поступил в Московскую горную академию, которую закончил в 1927 г. Одновременно с учебой в 1924 г. он начал работать в Научном институте по удобрениям (НИУ).

В течение 1926 и 1927 гг. руководил поисковыми работами на фосфориты в Орловской, Брянской и Актыбинской областях. Основным результатом этих исследований было открытие Полпинского, Дмитровского и ряда более мелких месторождений фосфоритов.

С 1928 по 1938 г. М. П. Фивег проводил изучение апатитовых месторождений. С 1929 по 1933 гг. возглавлял Хибинскую экспедицию НИУ, руководил всеми поисковыми и разведочными работами, а также проводил исследования по минералогии и петрографии апатит-нефелиновых руд. Под его руководством были разведаны первоочередные месторождения, подсчитаны запасы и выдан материал для проектирования и строительства Кукисвумчоррского рудника и обоганительной фабрики.

Михаил Павлович является одним из первооткрывателей хибинских апатитов, заложивших фундамент для создания фосфатной промышленности Советского Союза.

В 1934—1938 гг. М. П. Фивег проводил поиски апатитовых месторождений на Урале, в Горной Шории и Восточной Сибири, консультировал геологическую службу треста «Апатит», участвовал в работах Кольской базы Академии наук СССР.

Исследования М. П. Фивега в области геологии и минералогии хибинских апатитовых месторождений, условий их образования получили широкое признание, и в 1938 г. ему была присуждена без защиты диссертации ученая степень кандидата геолого-минералогических наук. В том же году он был назначен главным геологом Главхимпрома.

В 1940 г. М. П. Фивег был назначен главным инженером геологоразведочных работ Всесоюзного института галургии и с этого времени целиком связал себя с соляной геологией, в развитие которой внес выдающийся вклад.

В годы Великой Отечественной войны М. П. Фивег изучал карналлитовую зону Верхнекамского калийного месторождения, проводил работы по стратиграфии, петрографии и тектонике соленосных отложений, участвовал в подсчете запасов для первого и второго рудников, разрабатывал методику разведки калийных месторождений.

В период с 1944 по 1946 г. Михаил Павлович был главным геологом ГИГХСа, а начиная с 1946 и до 1968 г. заведовал геологической лабораторией во Всесоюзном научно-исследовательском институте галургии, а с 1968 до 1979 г. был ее консультантом.

Свыше 40 лет М. П. Фивег посвятил изучению геологии соленосных отложений и калийных месторождений. В 1945 г. он ознакомился с калийными месторождениями ГДР, а затем выполнил цикл исключительно важных исследований по выяснению закономерностей формирования соленосных отложений и калийных залежей. М. П. Фивегом было показано, что многие крупнейшие древние солеродные водоемы являлись

не лагунами, а морскими бассейнами. Им были существенно детализированы особенности развития солеродных зон на калийной стадии их существования. Результаты этих исследований были обобщены Михаилом Павловичем в диссертации «Геологическая обстановка седиментации соленосных серий и их калийных горизонтов», за которую ему в 1962 г. была присвоена ученая степень доктора геолого-минералогических наук. Эта работа выдвинула Михаила Павловича в ряды ведущих советских ученых в области соляной геологии.

Дальнейшие его исследования были направлены на выяснение палеогеографии эпох соленакопления, расшифровку физико-химических закономерностей калийной седиментации, условий образования калийных залежей, пропаганду достижений советских геологов в области галогенеза. Им был опубликован ряд крупных работ по проблемам галогенеза.

Михаил Павлович до последних лет своей жизни вел интенсивную научную работу, занимался обобщением материалов по геологии соленосных бассейнов и условиям их формирования, развивая и углубляя теорию галогенеза, плодотворно сотрудничал в нашем журнале в качестве рецензента.

Михаил Павлович принадлежит к поколению геологов нашей страны, на долю которых выпала трудная, большая, но благородная задача по обеспечению народного хозяйства Советского Союза минеральным сырьем, а также по заложению основ научного прогноза поисков полезных ископаемых в земной коре, фундамента современных теоретических знаний об условиях образования и закономерностей размещения фосфатоносных и соленосных формаций.

Михаил Павлович был высокоэрудированным, в высшей степени интеллигентным, доброжелательным и отзывчивым человеком, всегда делившимся своим опытом и знаниями. За свою жизнь он воспитал много учеников, которые успешно продолжают его дело по изучению апатитоносных провинций и соленосных бассейнов в разных районах Советского Союза. Труд Михаила Павловича Фивега был высоко оценен советским правительством. Он был награжден орденами Ленина и «Знак Почета», а также многими медалями.

Память о Михаиле Павловиче Фивега — большом ученом, много сделавшем для развития советской науки и промышленности по производству минеральных удобрений, навсегда сохранится в сердцах его коллег, друзей и учеников.

Редколлегия журнала «Литология
и полезные ископаемые»

Межведомственный литологический
комитет АН СССР

Коллективы сотрудников Государственного научно-исследовательского
института горно-химического сырья, Института
геологии и геофизики СО АН СССР

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), КАЛЕДА Г. А., КОССОВСКАЯ А. Г.,
КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф., ЛИСИЦЫН А. П., 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., LISITZIN A. P., MICHAILOV B. M. (deputy chief editor),
RONOV A. B., SIDORENKO Sv. A., SOKOLOV A. S., TENJAKOV V. A., TIMOFEEV P. P.,
KHVGROVA 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 230-81-77

Зав. редакцией Т. А. Шелепина

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 1.12.86	Подписано к печати 22.01.87	Т-05513	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 12,6	Усл. кр.-отг. 13,2 тыс.	Уч.-изд. л. 15,1
	Тираж 1029 экз.	Зак. 5089	Бум. л. 4,5

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

Цена 1 р. 80 к.
Индекс 70493