

ISSN 0024-497X

• НАУКА •



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

5

СЕНТЯБРЬ—ОКТАБРЬ

1993

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Холодов В.Н.</i> Основы геохимии осадочного процесса. Сообщение 2. Типы бассейнов седиментации и источники питания как факторы дифференциации вещества	3
<i>Цыкин Р.А., Свиридов Л.И.</i> Состав и условия образования марганценовой пачки подъемской свиты верхнего рифея (Енисейский край)	27
<i>Скорнякова Н.С., Свальной В.Н., Мужина В.В.</i> Погребенные конкреции восточной приэкваториальной зоны Тихого океана	34
<i>Афанасьев М.С., Вишневская В.С.</i> Радиоларии прошлого как индикаторы эволюции кремнисто-карбонатного осадконакопления	52
<i>Константиновский А.А., Пачуковский В.М., Захарова О.Н.</i> К проблеме рудоносности Тимана	69
<i>Корнеевский С.М.</i> Эвапориты и рудогенез. Сообщение 2. Особенности размещения и критерии прогноза минерализации калиеносных формаций	81
<i>Расулова С.Д., Яшунский Ю.В.</i> О способах выделения эпигенетических типов сероцветных пород на пластово-инфильтрационных месторождениях	93
<i>Астахов А.С., Ващенко Н.Г.</i> Морфометрический анализ терригенного кварца при литодинамических и палеогеографических реконструкциях	106

Краткие сообщения

<i>Верзилин Н.Н.</i> К проблеме выявления палеогеоморфологических и палеодинамических обстановок осадконакопления на северо-западе Русской плиты в конце перми — начале триаса	118
<i>Аедонин В.В., Сергеев Н.Г.</i> Конкреции в околорудных породах и рудах Алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений	127
<i>Шеенченко Б.Ф.</i> О возможностях метода повторных фототеодолитных съемок при изучении некоторых экзогенных процессов (результаты стационарных исследований)	137

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
MINISTRY OF GEOLOGY

5

SEPTEMBER-OCTOBER

1993

CONTENTS

<i>Kholodov V.N.</i> Background for geochemistry of sedimentary process. Contribution 2. Types of sedimentary basins and supplying sources as factors of substance differentiation	3
<i>Tsykin R.A., Sviridov L.I.</i> Composition and formation conditions of the manganese-bearing member in the Pod'emsk Upper Riphean Formation (Enisey Hills)	27
<i>Skornyakova N.S., Sval'nov V.N., Mukhina V.V.</i> Buried nodules in Eastern equatorial zone of the Pacific Ocean	34
<i>Afanas'eva M.S., Vishnevskaya V.S.</i> Radiolarians of the past as indicators of the evolution of cherty carbonate sedimentation	52
<i>Konstantinovskiy A.A., Pachukovsky V.M., Zakharova O.N.</i> Ore occurrence in Timan	69
<i>Korenensky S.M.</i> Evaporites and ore genesis. Contribution 2. Distribution and criteria of predicting ore presence in potassium-bearing formations	81
<i>Rasulova S.D., Yashunsky Yu.V.</i> Ways of identifying epigenetic types of gray rocks in stratal infiltration deposits	93
<i>Astakhov A.S., Vashchenkova N.G.</i> Morphometric analysis of terrigenous quartz in lithodynamic and paleogeographic reconstructions	106

In brief

<i>Verzilin N.N.</i> Identification of paleogeomorphological and paleodynamic conditions of sedimentation in the northwestern part of the Russian plate in late Permian — early Triassic	118
<i>Ardonin V.V., Sergeeva N.Ye.</i> Nodules in ore-associated rocks and ores of the Altai pyrite-complex ore deposits	127
<i>Shevchenko B.F.</i> Possibilities of repeated photo-theodolitic survey when investigating certain exogenic processes (results of laboratory investigations)	137

УДК 550.4:551.3

© 1993 Холодов В.Н.

ОСНОВЫ ГЕОХИМИИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА.
СООБЩЕНИЕ 2. ТИПЫ БАССЕЙНОВ СЕДИМЕНТАЦИИ И ИСТОЧНИКИ
ПИТАНИЯ КАК ФАКТОРЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВЕЩЕСТВА

В статье рассматривается зависимость фазовой дифференциации вещества от типа конечного водоема стока (озеро, море, океан) и состава пород, слагающих площади водосборов. Показано, что преимущественное выветривание базальтов, гранитоидов, базит-гипербазитовых или осадочных пород в истории Земли приводило к возникновению различных рядов рудных скоплений, а иногда благоприятствовало образованию глобальных рудных эпох. Предполагается, что интенсивность фазовой дифференциации вещества в осадочном процессе возрастает от архея к кватеру.

В предыдущем сообщении [112] было показано, что осадочная дифференциация вещества в зоне осадконакопления представляет собой чрезвычайно сложный процесс, в котором переплетаются механические, физико-химические и биогенные явления. Количественно преобладающее механическое перераспределение химических элементов формирует тот кларковый фон, на котором хемогенным или биогенным путем создаются рудные концентрации; в осаднении, рассеянии и концентрации химических элементов огромную роль играют их фазовые превращения, которые обычно совершаются под действием активной гидродинамики среды конечных водоемов стока.

В осадочной дифференциации химических элементов большое значение имеют физико-географические особенности среды (климат, рельеф) и источники вещества (вулканизм, питающие провинции). Как показал Н.М. Страхов [82], для каждого типа процесса (ледового, гумидного, аридного и вулканогенно-осадочного) осадконакопления характерны свои ряды кларковой или рудной дифференциации; единая схема разделения вещества, охватывающая всю поверхность нашей планеты, является научной абстракцией.

В последние годы стало очевидным, что осадочная дифференциация вещества в очень сильной степени отражает такие морфометрические типы конечных водоемов стока, химизм и металлогению питающих провинций и особенности тех вторичных процессов, которые протекают на более поздних стадиях осадочного породообразования. Влияние этих факторов на развитие процессов осадочной дифференциации и будет обсуждаться в наших последующих сообщениях.

ТИПЫ БАССЕЙНОВ СЕДИМЕНТАЦИИ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ПОЛНОТУ
РАЗДЕЛЕНИЯ ВЕЩЕСТВА В ЗОНЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

По морфометрии, соотношению водосбора и акватории, а также напряженности осадочного процесса среди современных и древних конечных водоемов стока довольно отчетливо выделяются озера, внутриконтинентальные и краевые

моря и океаны. Эти три типа осадочных бассейнов довольно существенно отличаются друг от друга [81].

Озера представляют собой сравнительно небольшие водоемы; их максимальные размеры достигают 400 тыс. км² по площади и лишь изредка глубины оказываются равны 1 км. По физико-географическому положению котловин среди озер принято различать горные, равнинные и прибрежные образования [73].

Чаще всего озера располагаются в пределах развития континентальной коры; прежние предположения о том, что озера, приуроченные к континентальным рифтам, находятся в области развития коры океанического типа, последними данными не подтвердились [61]. Гидрохимический тип воды в озерах в значительной степени отражает особенности климатической зональности; реже он оказывается связан с глубинным притоком термальных вод. В работах В.В. Алабышева [3], Н.М. Страхова [81], С.И. Кузнецова [43] и др. было показано, что в условиях жаркого засушливого климата широко развиты озера с высокоминерализованными водами сульфатного, содового или хлоридного типа, тогда как в гумидных зонах эти водоемы заполняются слабоминерализованными водами, содержащими повышенные количества железа, фосфора, SiO₂, CO₂ и других биогенных компонентов. Любопытно, что в первом случае среди донных осадков озер преобладают разнообразные эвапориты – магнезит, доломит, ангидрит, гипс, галит и др., а во втором – сапропели, диатомиты, железомарганцевые корки и конкреции.

Осадконакопление на дне озерных впадин осуществляется с максимальной интенсивностью; средняя скорость осадконакопления достигает, по данным В.Б. Шостаковича [118], 9 мм/год или 9 м/1000 лет. Осадки озер по своему петрографическому составу довольно тесно связаны с породами, слагающими водосборную площадь; как указал Д.В. Наливкин [56], развитие карбонатных отложений, морен или эффузивных комплексов на водосборах весьма ощутимо отражается на общем составе озерных илов.

Моря весьма заметно отличаются от озер по размерам; максимальная площадь акватории самого крупного Средиземного моря измеряется величиной 2856 тыс. км², глубина в среднем оценивается в 2–3 км.

По положению по отношению к океану и континентальному блоку принято различать моря внутренние и окраинные, по морфометрии – плоские и котловинные [56, 81 и др.].

По преобладающему типу строения коры моря занимают довольно неопределенное положение – ряд морей типа Балтийского или Белого располагаются на континентальной коре. Другие моря, такие, как Красное, Черное, Каспийское или Японское, отчасти локализуются на континентальной, отчасти на океанической коре.

Большие по площади акватории и значительные водосборы морей, как правило, испытывают на себе сложные влияния климата. В результате часто представляется затруднительным, как это и было с Черным морем [79], однозначно отнести весь морской водоем к образованиям одного климатического ряда. Более того, как недавно показали работы Р.И. Недумова [59, 60], в различных частях одного и того же морского водоема распределение химических элементов может осуществляться под влиянием то аридного (пестрое распределение), то гумидного (сглаженное распределение) климата.

Явные признаки климатического воздействия чувствуются в морских водоемах только в прибрежных зонах; в пелагических частях морей признаки климатической зональности ослабевают, а общая схема осадконакопления нивелируется.

Характерно, что по сравнению с озерами темп накопления осадков в морях несомненно снижается. Как было показано в монографии А.П. Лисицына [47],

скорость осадконакопления здесь варьирует от 0,01 до 0,4 мм/год, составляя в среднем 4 м/1000 лет.

Максимальное влияние петрографического состава водосборов в морях проявляется лишь в прибрежной, шельфовой части водоема; в более глубоководной зоне контуры минералогических провинций обычно становятся расплывчатыми [5, 6, 30, 96].

Океаны являются самыми крупными конечными водоемами стока. Площадь акватории этих гигантских бассейнов колеблется от 70 до 160 млн км², а средняя глубина составляет 4–5 км.

Для океанских впадин наиболее характерна океаническая кора; выход ее на дно водоемов в пределах срединных хребтов оказывает существенное влияние на процессы океанского осадконакопления, да и на весь баланс вещества в этих водоемах. Здесь обычно широко развиты продукты гидротермально-эффузивной деятельности – металлоносные осадки, «черные курильщики» и другие проявления, осложняющие развитие нормального осадочного процесса [11, 51, 83, 122, 131, 132]. Таким образом, в океанах эндогенные источники вещества местами довольно успешно конкурируют с экзогенными, поставляющими материал с континентального блока.

Влияние климата на океанические водоемы по сравнению с морскими еще более ослабевает. Хотя некоторые особенности осадков глубоководных зон и отражают климатическую зональность планеты [48], важнейшие закономерности поведения породообразующих компонентов теснейшим образом связаны с гидродинамикой вод и определяются акклиматическими факторами; океанский осадочный процесс только в пределах узкой полосы побережья четко реагирует на изменение средних температур и количество осадков. По направлению к пелагиали влияние климата быстро падает, а далее становится ничтожным [83–86].

Огромные размеры океанических водоемов очень сильно сказываются на интенсивности процессов осадконакопления. Только в прибрежных частях этих впадин и на перегибах подводного рельефа («уровни и пояса лавинной седиментации», по А.П. Лисицыну [50]) скорости осадконакопления достигают значительных величин; на огромных площадях пелагиалей они обычно колеблются в пределах 2–3 мм/1000 лет [47].

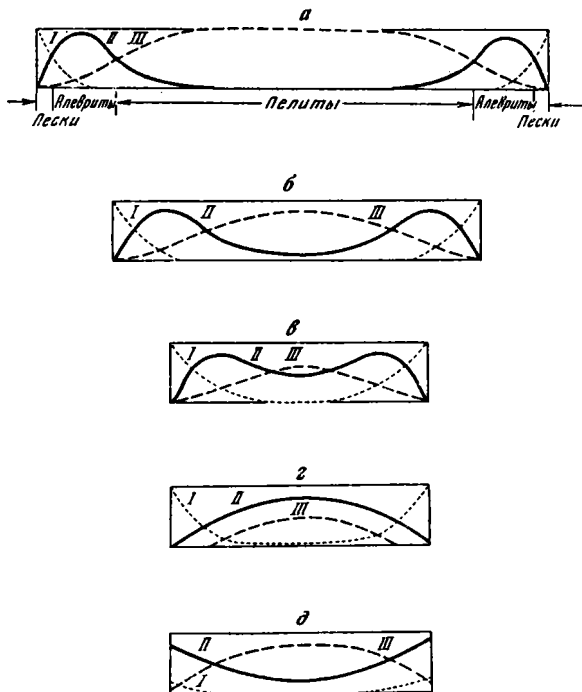
Такая редукция осадочного процесса в океанах, несомненно, является следствием огромных акваторий этих бассейнов и их колоссальных глубин.

Совершенно очевидно, что различная морфометрия, различные соотношения площадей водосборов и акваторий, а также разная интенсивность осадочного процесса в озерах, морях и океанах порождают весьма сильно отличающиеся друг от друга типы осадочной дифференциации вещества.

Действительно, гранулометрическая отсортированность осадков в ряду «озеро – океан» заметно увеличивается вместе с размером водоема. На фиг. 1 показаны особенности разнотапостиластических частиц песчаной (> 0,1 мм), алевроитовой (0,1–0,01 мм) и пелитовой (< 0,01 мм) фракций в современных водоемах разного типа.

Обращает на себя внимание, что в озерных осадках наблюдается два типа распределения гранулометрических фракций. В первом случае, так, как это имеет место в оз. Балхаш, песчаная фракция почти отсутствует или спорадически накапливается у берегов; максимум алевроитовой фракции располагается у берега, а к пелагиали количество ее быстро уменьшается. Обратным образом распределяется глинистая фракция, однако, как бы там ни было, но почти повсеместно на дне озера накапливаются смешанные глинисто-алевритовые осадки.

Во втором случае, типичном для оз. Байкал, после зоны развития песков у побережья, в более глубоководных частях водоема накапливаются преимуще-



Фиг. 1. Трансформация механической дифференциации вещества в озерах, морях и океанах [80]

а — океанические бассейны; *б–д* — внутриконтинентальные бассейны: *б* — 1-й тип (Черное и Аральское моря), *в* — 2-й тип (по данным М.В. Кленовой), *г* — 3-й тип (южная часть оз. Байкал), *д* — 4-й тип (оз. Балхаш). I–III — фракции (I — песчаная, II — алевритовая, III — пелитовая — глинистая)

существенно алевритовые фракции и, хотя в том же направлении возрастает количество пелитового материала, на значительной площади дна отмечается господство алевритово-глинистых илов.

Существенно иначе выглядит механическая дифференциация в морских водоемах. Как правило, здесь от берега в глубь бассейна четко выделяются зоны песчаных, алевритовых и глинистых осадков, последовательно сменяющие друг друга, причем у таких крупных водоемов, как Черное море, разделение материала по фракциям выражено чрезвычайно контрастно.

В океанах разделение осадочного материала по гранулометрическому составу еще раз трансформируется; здесь так же, как и в морях, четко выделяются зоны песчаников, алевритов и глин, но области распространения грубых фракций (песчаных и алевритовых) в бассейне сильно сокращаются и сдвигаются к берегу, а преобладающее развитие получают пелиты. Именно глинистые фракции имеют наибольшее распространение в центральных частях океанов и являются типоморфными осадками этих огромных водоемов.

Нетрудно видеть, что механическое разделение осадочного материала слабее всего осуществляется в осадконакоплении озер. Дифференциация и интеграция материала этих водоемов прихотливо переплетаются друг с другом, что и приводит к образованию гранулометрически сложных осадков; здесь часто формируются гранулометрические смеси и возникают слабоотсортированные тонкослойные илы.

Механическая дифференциация осадочного материала гораздо ярче проис-

ходит в морях, где под воздействием активной гидродинамики нередко образуются хорошо отсортированные песчаные, алевритовые и глинистые илы.

Наконец, в океанических бассейнах, для которых особенно характерно некомпенсированное осадконакопление, механическая дифференциация реализуется с максимальной полнотой и, как это хорошо показал Н.М. Страхов [83, 87], часто приводит к фракционированию самих пелитовых осадков; здесь и в пелагиали формируются глинистые или разного гранулометрического состава.

Общеизвестно, что между гранулометрией илов, а также их минеральным и химическим составом существуют довольно определенные и жесткие связи [58, 65, 80, 113]. Можно поэтому считать, что химическая дифференциация вещества в озерах, морях и океанах также реализуется с различной полнотой.

Действительно, изучение закономерностей распределения химических элементов в озерах Байкал, Балхаш, в Аральском и Каспийском морях, выполненное Л.М. Князевой [38], Д.Г. Сапожниковым [72], Н.Г. Бродской [16, 17], Н.М. Страховым [80], Д.С. Туровским и др. [97], Г.Н. Батуриным [7], Ю.П. Хрустальевым и др. [117], В.Н. Холодовым и др. [114–116], позволяет утверждать, что в целом они очень прихотливы. Частое преобладание таких разбавляющих компонентов, как карбонаты, кремнезем, соли-эвапориты, железомарганцевые минералы, формирование которых в озерах зависит от тех физико-географических обстановок, в которых они локализируются, а также вариации в составе пород водосборов создают очень широкий диапазон концентраций химических элементов. В результате в илах каждого озера возникают свои соотношения между процентными содержаниями химических элементов; так, например, содержание железа в песчаных осадках Арала в среднем равно 0,88%, тогда как в таких же илах Байкала оно достигает 3,09%.

Значительная часть химических элементов в осадках озер концентрируется в связи с уменьшением размерности преобладающей фракции; другая группа элементов ведет себя индифферентно по отношению к гранулометрии или даже накапливается в песчаных разностях. Однако состав этих трех групп химических элементов обычно варьирует от одного водоема к другому; особенно часто меняется поведение таких химических элементов, как Ti, Ba, V, Pb, Ga.

Хотя сквозь поведение большинства химических элементов в озерах просвечивает их разделение на группы более и менее подвижных, отсутствие четкой схемы фазовой дифференциации вещества в этих водоемах не вызывает сомнения.

Значительно полнее осуществляется дифференциация химических элементов во внутренних и краевых морях. В этих водоемах обычно довольно ясно выделяется периферическая, прибрежная часть, в которой максимальное развитие получают осадки, сложенные преимущественно песчано-алевритовыми фракциями (табл. 1); в этой гидродинамически активной части водоема обычно накапливаются те элементы-гидролизаты, которые бывают связаны с наиболее устойчивыми минералами-хозяевами. Конкретный набор химических элементов, сконцентрированных в прибрежной зоне, часто зависит от петрографического состава водосборов. Так, например, сочетание Ti, Fe и V в прибрежных участках Охотского моря целиком определяется широким развитием базальтоидов, содержащих ванадиеносные титаномагнетиты, в прибрежных участках островов Курильской гряды. Наоборот, накопление Zr и Sn в грубозернистых осадках Балтийского моря отражает широкое распространение в пределах всей Фенно-Скандии кислых интрузий, содержащих повышенное количество акцессорного касситерита и циркона.

Однако самая характерная особенность фазовой дифференциации в морях – наличие в них наиболее глубоководной области, в которой обычно отлагаются

**Распределение химических элементов в связи с различными
гранулометрическими фракциями современных осадков внутренних и краевых морей**

Море	Песчано-алевритовая фракция	Глинистая фракция	Литературный источник
Черное	Ti, Zr, Ge, Cr, V	Fe, Mn, Ni, Cu, Co, Mo, W, As, U, P, C _{орг} , Au, Sr	[90]
Охотское	Ti, Fe, V, Cr	W, Cu, Ni, Mn, Mo, Co	[88]
Балтий- ское	SiO ₂ вал., Sn, Zr, Ti (?)	Fe, Ti, P, Zn, Cu, Cr, Ni, Co, W, Ba, V, Mn, Mo, Cd, C _{орг}	[32]
Белое	Zr, Ti, Cr	Fe, V, P, Ni, Y, Co, Mn, C _{орг}	[57]
Среди- земное	SiO ₂ , Sn, Zr, Cr, Ti, частично P	Fe, V, Mn, Ni, Co, Be, B, Zn, Cu, Au, Ag, C _{орг} и др.	[34]

пелитовые осадки, существенно обогащенные органическим веществом. Вместе с ними накапливается довольно большой набор химических элементов, среди которых наиболее типичны, пожалуй, Fe, Mn, Co, Ni, Mo, U и P.

Еще больше усиливается разделение вещества в океанах. Как было показано в работах [27, 31, 33, 34, 52, 53, 83, 87, 91 и др.], в пределах океанических бассейнов закономерности концентрации химических элементов в осадках значительно трансформируются. Здесь выделяются три группы химических элементов, ведущих себя на литолого-фациальном профиле весьма контрастно.

К первой группе принадлежат элементы-гидролизаты, тесно связанные с устойчивыми минералами-хозяевами. В отличие от морей в океанах они не образуют сплошной зоны, в пределах которой повсеместно накапливаются; в прибрежной зоне океанических бассейнов спорадически возникают концентрации Fe, Ti, V, Cr, TR, Zr, Hf, Ge, Pt, Au и др., часто генетически связанные с соответствующими питающими провинциями на берегу.

Накопление этих элементов в прибрежных и шельфовых фациях современных океанов генетически связано с процессами россыпеобразования; последние были детально исследованы в работах В.П. Петелина [64], Е.А. Величко, Е.А. Корбут [21], А.А. Аксенова [2], Д.Г. Мора [129], Д. Кронена [42], А.И. Айнемера, Г.И. Коншина [1] и др.

Было показано, что среди шести различных минеральных ассоциаций океанских россыпей наиболее развиты две: 1) ильменит, рутил, циркон, магнетит, гранат, монацит, реже силлиманит, касситерит, ставролит, шпинель и дистен и 2) титаномагнетит, магнетит, пироксены, реже сфен и апатит [1]. В Тихом океане россыпи широко развиты на восточном побережье Австралии, у берегов Новой Зеландии, на отмелях островов Зондского архипелага, в Индокитае, у берегов островов Японии и п-ова Камчатка, у южных берегов Аляски и на побережьях штатов Калифорнии и Орегон (США). В Индийском океане области накопления минералов россыпей установлены на побережье ЮАР, Мозамбика и Танзании, у берегов Мадагаскара, на западном и восточном побережьях Индии, в Индонезии и Западной Австралии. Наконец, в Атлантике промышленные залежи россыпных минералов известны у побережья Флориды (США), на шельфе Бразилии и Уругвая, в прибрежных районах Сенегала, Сьерра-Леоне и Марокко.

В целом, таким образом, элементы группы гидролизатов накапливаются в

узкой и прерывистой циркумконтинентальной полосе, опоясывающей континенты, и у побережья островов под действием сортирующей деятельности волн.

Во вторую группу входят биогенные химические элементы, включающие C_{org} , $CaCO_3$, SiO_2 , N, S, Se, Br, I и др.; они накапливаются мористее, иногда вблизи берегов, отчетливо тяготея к мелководным осадкам [91], а иногда формируя субширотные пояса, пересекающие области разных глубин, и как бы накладываясь на общий фациальный план отложений [45, 47, 83].

Исследование закономерностей их поведения, выполненное с помощью процентного метода абсолютных масс, проведенное Н.М. Страховым [83], показало, что главным источником химических элементов этой группы является планктон. Этот вывод позднее был подтвержден работами Ю.А. Богданова, Е.Г. Гурвича и А.П. Лисицына [12, 13].

Поскольку биомассы фито- и зоопланктона резко возрастают в периферических частях океанов и уменьшаются в зонах халистаз [15, 39], общий план накопления элементов на дне океанов в значительной степени повторяет эту картину.

Действительно, как хорошо показал Е.А. Романкевич [71], максимальные содержания C_{org} в донных осадках океанов довольно четко тяготеют к шельфовым мелководным отложениям и образуют узкую и прерывистую циркумконтинентальную зону, вытянутую вдоль побережий континентов; наряду с этим, но в меньшей степени в распределении органического углерода находит отражение и широтная зональность, которая, вообще говоря, характерна для планктона и взвешенного органического вещества. Нижняя граница распространения органики в осадках определяется скоростью окисления и минерализации погибших планктоногенных организмов, растворением ОВ в морской воде, а также длиной трофической цепи и интенсивностью зоопланктонной транспортировки [24, 71, 76].

Значительно шире, чем органический углерод, распространены в океанах скопления карбонатов; так как их нижняя граница накопления ограничивается уровнем карбонатной компенсации, варьирующим в разных частях Мирового океана в пределах от 3650 до 6900 м [46, 47, 83], области их накопления часто захватывают не только участки шельфа и континентального склона, но и зоны подводных поднятий.

Хотя в целом абсолютные массы карбонатного материала также склонны возрастать к мелководью и уменьшаться к пелагиали [47], общий план распределения карбонатов в океанических осадках значительно более сложен, чем план накопления углерода.

Еще более прихотлива схема поведения SiO_2 , на осаждение которой процессы растворения оказывают значительно меньшее воздействие, в результате чего многие кремневые раковинки радиолярий и диатомей достигают самых глубоководных участков дна, а их накопление хорошо увязывается с климатической зональностью [45] или гидродинамикой [83].

Характерную особенность поведения биогенных химических элементов в океанах выявил Н.М. Страхов [83]; он установил, что их распределение слабо коррелируется с гранулометрией осадков. В этом океаническое осадконакопление кардинально отличается от морского, так как в морских водоемах содержание химических элементов биогенной группы тесно связано с размерностью терригенных частиц осадка.

Механизм, определяющий поведение биогенных элементов в океане, во всех своих звеньях определяется жизнедеятельностью фито- и зоопланктона. Первичная концентрация химических элементов осуществляется из растворов и взвеси, важнейшие закономерности распределения этих компонентов на дне в значительной степени обуславливаются распределением биомасс планктона в

верхней пленке океанических вод, накопление их в осадках зависит от устойчивости биогенных образований, а также от их способности принимать участие в трофических трансформациях [9, 12, 14, 15, 23, 49, 83 и др.]

К третьей группе химических элементов принадлежат элементы, ассоциирующиеся с железом и марганцем. Согласно данным Н.М. Страхова [83], они образуют четыре подгруппы: собственно железную (Fe, Ge, V, Cr), гидролизатную (Al, Ti, Zr, Ga, Ta, Nb), халькофильную (Pb, Zn, As, Cu) и марганцевую (Mn, Co, Ni, Mo), причем в них входят главным образом гидролизаты, либо включенные в состав глинистых минералов, либо осаждаемые в гидрогенных формах.

Основная масса элементов группы железо – марганец накапливается в наиболее глубоководных частях океанов, а также вблизи срединных хребтов, оказывается пространственно и генетически связана с полями металлоносных осадков и гидроксидных железомарганцевых конкреций, но, несмотря на разные источники металлов, как показали Н.М. Страхов, И.И. Волков, Н.А. Лисицына [91], распределяется по дну в полном соответствии с гранулометрией терригенной части осадков. Более того, анализ поведения абсолютных масс химических элементов показывает, что их максимумы сдвигаются относительно друг друга от берега к пелагиали и образуют правильные зоны накопления вначале железной, затем гидролизатной, халькофильной и марганцевой групп [83]. Налицо чрезвычайно высокая степень дифференциации вещества, совершенно недостижимая в условиях морских водоемов.

Механизм распределения элементов группы железо – марганец тесно связан с фазовыми превращениями и гидродинамическим фракционированием твердых частиц. По мнению Н.М. Страхова [83], внесенные в океан с суши растворимые элементы группы железо – марганец быстро коагулируют, а возникающие сгустки ведут себя как обычная механическая взвесь. По-видимому, аналогична и судьба элементов, поступающих в воду гидротермально-осадочным путем. Планктон усложняет этот процесс, частично поглощая, усваивая и вновь растворяя эти компоненты в морской воде. Многократные переходы из взвеси в раствор и обратно, совершающиеся на фоне гидродинамической сортировки материала, в конечном счете приводят к очень полному разделению компонентов и возникновению довольно четко ограниченных химико-гранулометрических рядов; этому процессу особенно способствуют колоссальные размеры океанских впадин и активная гидродинамика водной массы.

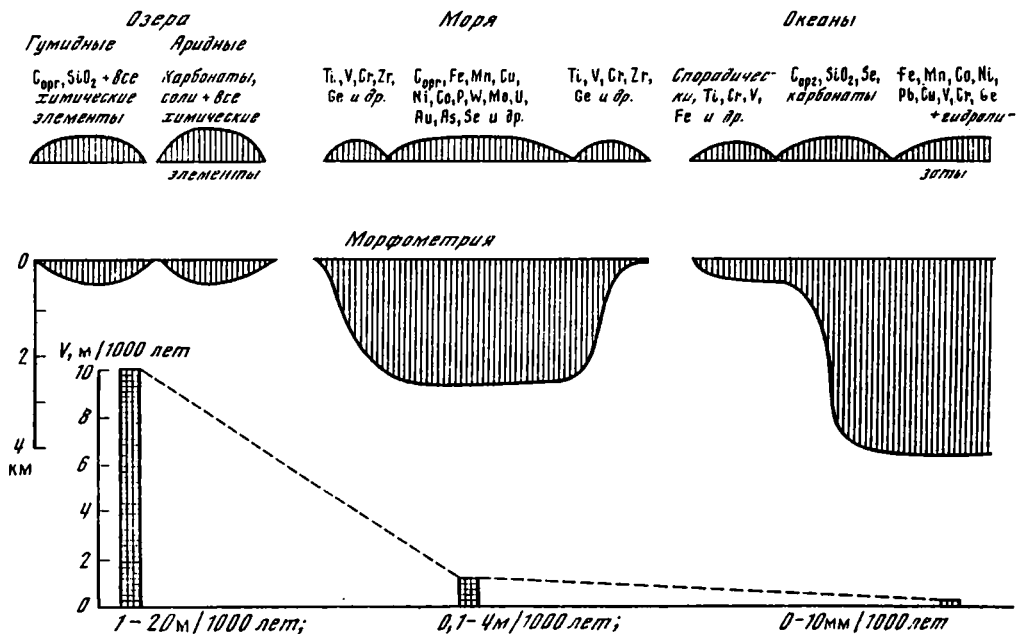
Не вызывает сомнения, что все рассмотренные выше закономерности поведения химических элементов характеризуют кларковый процесс, протекающий в озерах, морях и океанах; условия образования и закономерности размещения рудных скоплений отличаются большей сложностью и в общем виде были рассмотрены в работе [112].

Сравнив между собой процессы современной кларковой дифференциации, происходящие в озерах, морях и океанах, нетрудно увидеть, что они явно усложняются по мере перехода от малых водоемов к большим (фиг. 2).

В озерах встречаем слабое разделение компонентов, которое часто искажено климатическим прессингом и разбавлением аллохтонного материала автохтонным – солями, эвапоритами, сапропелем, диатомитами и др., что полностью заглушает общую геохимическую картину процесса.

В морях именно фазовая дифференциация становится главным фактором осадконакопления. Поступлению взвеси, биогенному осаждению и физико-химическим процессам формирования твердой фазы подводит итог механическое фракционирование, которое в сущности обезличивает источник формирования твердой фазы, уравнивает между собой распределение терригенных, биогенных и хемогенных компонентов.

В океанах разделение генетически различных частиц достигает своей высшей



Фиг. 2. Зависимость химической и биогенной дифференциации вещества от скорости осадконакопления и морфометрии водоемов

фазы. Несмотря на усиление влияния вулканогенно-осадочных процессов, темп осадконакопления в этих водоемах в целом заметно сокращается по сравнению с морями и на первый план выступают биогенные факторы. Биогенная дифференциация в океанах проявляется в своей наиболее совершенной форме и в более мелководной зоне начинает довольно успешно конкурировать с процессами механического фракционирования. В глубоких частях океанов под влиянием фазовой дифференциации образуются илы, лишенные органического вещества и биогенных элементов, но существенно обогащенные элементами группы железо — марганец; они и являются индикаторами современного океанского осадконакопления [92].

Таким образом, очевидно, что падение скорости осадконакопления и рост размеров конечных водоемов стока обеспечивают достижение максимальной полноты разделения вещества, способствуют наиболее яркому проявлению фазовой дифференциации.

В последнее время в ряде работ [92, 93 и др.] была предпринята попытка выявить важнейшие тенденции в эволюции бассейнов седиментации и объема гидросферы в истории нашей планеты. Показано, что сквозь неполноту геологической летописи строение стратисферы позволяет установить следующие общие закономерности:

1) отсутствие четких индикаторов, типичных для современного океанического осадконакопления: красных глубоководных глин, фораминиферовых и кокколито-фораминиферовых глинисто-карбонатных отложений, а также радиоляриевых, диатомовых и этмодискусковых кремнистых и кремнисто-глинистых отложений, сформированных в обстановках крайне замедленного темпа седиментации и содержащих ассоциацию железомарганцевых конкреций, цеолитов, целестобарита и Fe-сметита в толщах осадочных и вулканогенно-осадочных пород древнее мезозоя;

2) преобладание относительно мелководных и континентальных отложений (палеопочвы, коры выветривания, линзы эвапоритов, строматолиты и рифогенные образования с трещинами усыхания, аллювиально-озерной косой слоистостью и другими мелководно-литоральными текстурами) в докембрийских и палеозойских разрезах;

3) увеличение контрастности рельефа земной поверхности по направлению от докембрия к кварталу, что находит свое отражение в росте темпа осадочного породообразования в однотипных морских толщах, в сокращении талассократических областей на континентальном блоке Земли, в увеличении распространенности грубообломочных пород (псефитов) и в ряде других литолого-фациальных особенностях стратисферы;

4) волнообразный рост объема гидросферы от докембрия к четвертичному периоду был, по-видимому, обусловлен несоответствием между поступлением воды из дегидратирующейся мантии и расходом ее на серпентинизацию базальтов, гранитизацию и гидратацию осадочных толщ; в конечном счете современная масса гидросферы ($1,37 \cdot 10^{24}$ г) была сформирована только в юрское или меловое время.

Все сказанное позволяет, как нам кажется, считать, что конечные водоемы стока на поверхности Земли прошли сложный путь развития от мелководных озероподобных водоемов докембрия через палеозойские моря к мезозой-кайнозойским океанам. В сущности современное океанское осадконакопление представляет собой, по-видимому, высшую стадию развития конечных водоемов стока, а его начало датируется ранним мезозоем.

Если все это справедливо, то существенные изменения в геологическом времени должен был испытать и процесс кларковой фазовой дифференциации вещества. В древнейших докембрийских озероподобных бассейнах разделение материала, мобилизованного на континентах, осуществлялось в чрезвычайно малой степени; в это время широкое распространение получили тонкослоистые многокомпонентные осадки джеспилитового, фтанитового или итабиритового типа. Эти смеси SiO_2 , Fe, Mn и органического материала, часто соседствующие с терригенными илами, были фациально и геохимически близки современным мелководным морским и озерным отложениям. Позднее, в протерозое и палеозое, фазовая дифференциация нарастала и приводила к формированию хорошо специализированных осадков морского типа. Наконец, наиболее полное проявление фазовой дифференциации начало осуществляться в мезозой-кайнозойское время, когда океанические водоемы получили самое широкое развитие на поверхности Земли, гидросфера приняла свой современный облик, а разделение химических элементов достигло своего крайнего предела [125].

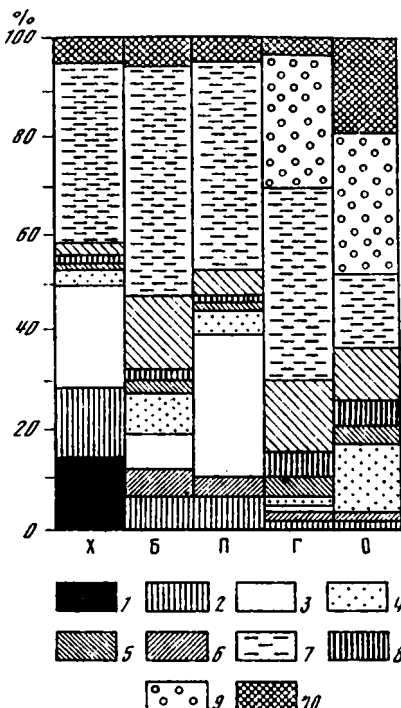
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ И ФАЗОВАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕЩЕСТВА

Ассоциации химических элементов, которые принимают участие в фазовой дифференциации вещества, в значительной степени ограничиваются составом тех материнских пород, которые подвергаются процессам выветривания и эрозии на площади водосбора.

В свою очередь, соотношение между различными типами разрушающихся материнских пород в очень сильной степени зависит от стадии развития каждой данной складчатой системы. Действительно, начальные этапы становления орогенов обычно приводят к вовлечению в процессы эрозии тех молодых осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, что слагают периферические части горного сооружения. По мере углубления эрозии и денудации в осадочный цикл вовлекаются все более древние, метаморфизованные и нередко магматические и вулканогенные породы, слагающие центральные части горных систем; они

Фиг. 3. Химический состав различных петрографических типов пород и метеоритов, %

1 — металлическое железо; 2 — FeO; 3 — MgO; 4 — CaO; 5 — Na₂O; 6 — Fe₂O₃; 7 — SiO₂; 8 — K₂O; 9 — кремнезем, находящийся в форме кварца; 10 — прочие элементы. X — каменные метеориты (хондриты); Б — базальты; П — перидотиты; Г — граниты; О — осадочные породы



определяют большое и все возрастающее влияние ювенильного материала на ход осадочного процесса в пределах данного региона.

Несмотря на то что массивы магматических пород в ядрах горных сооружений обнажаются обычно на сравнительно небольших площадях, их геохимическое и металлогеническое значение бывает очень велико. Так, например, узкая цепочка интрузий габбро, пироксенитов, дунитов, перидотитов и других базитов и гипербазитов, обнаженная в современном эрозионном срезе герцинского Урала, содержит огромное количество хрома, железа, титана, ванадия, меди, фосфора, платиноидов и активно влияет на геохимию процессы осадконакопления этой провинции начиная с пермского времени; это влияние продолжается до наших дней [98, 105].

Сказанное заставляет особое внимание уделить сравнению минералого-геохимического состава магматических, метаморфических и осадочных пород. На фиг. 3, которая заимствована из работы П.Н. Кропоткина [41] и слегка дополнена некоторыми литературными данными, проводится сравнение среднего химического состава хондритов (X), базальтов (Б), перидотитов (П), гранитов (Г) и осадочных пород (О).

Анализ графика показывает, что наибольшие отличия наблюдаются в средних содержаниях железа, магния и кремнезема. Действительно, количество двухвалентного и самородного железа, достигающего в сумме почти 30% в хондри-тах, базальтах и перидотитах падает почти вдвое, причем вместо самородного железа здесь появляется гидроксидное железо. Дальнейшее уменьшение суммы закисного и окисного железа наблюдается в гранитах и осадочных породах; здесь его количество снова сокращается почти на 50% по сравнению с базальтами и перидотитами.

Характерно, что в каменных метеоритах, перидотитах и базальтах содержание MgO колеблется обычно от 7 до 30%, хотя практически этот компонент не типичен для гранитов и осадочных пород.

Таблица 2

Абсолютные массы химических элементов в породах разного типа кг/т [22]

Элемент	Основные и ультраосновные породы (дуниты, перидотиты, базальты, габбро)	Кислые породы (граниты, липариты и др.)	Осадочные породы (глины, сланцы, песчаники и др.)
Mn	1,3–2,2	0,6	0,6
P	1,2–1,4	0,7	0,7
Cr	0,3–2,0	0,025	0,16
Ti	3,0–9,0	2,3	4,5
Ni	0,16–1,2	0,008	0,095
Co	0,04–0,2	0,005	0,023

Наконец, обращает на себя внимание поведение кремнезема. Самые высокие количества силикатного, т.е. наиболее миграционноспособного SiO_2 , встречаются в базальтах, хондритовых метеоритах и перидотитах; благодаря широкому распространению слаборастворяющегося, очень устойчивого кварца в гранитах и особенно в осадочных породах средние содержания активного кремнезема в них резко сокращаются.

Следует заодно подчеркнуть, что в осадочных породах заметно увеличивается масса "прочих" элементов, среди которых большую роль играют H_2O , CO_2 , $\text{C}_{\text{орг}}$ и др.; они отражают участие гидросферы и биосферы в формировании осадков.

Итак, основные и ультраосновные магматические породы – главные носители железа, кремнезема и магния; эти компоненты они преимущественно и поставляют в смежные области седиментации, вступая в процессы выветривания и подвергаясь гипергенному разложению.

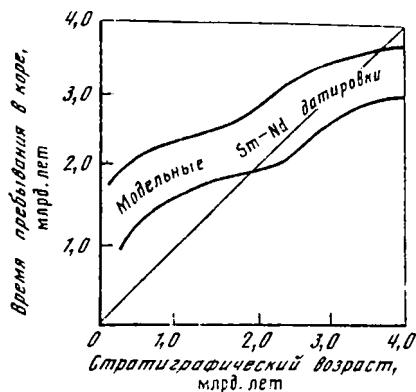
Сходным образом ведут себя многие рудные элементы, особенно те, что обычно парагенетически связаны с железом; к ним можно отнести Mn, P, Cr, Ti, Ni, Co, V и др. Большинство этих рудных элементов обычно резко концентрируется в основных и ультраосновных магматических породах; это хорошо видно в табл. 2, где по кларкам, взятым из работы А.П. Виноградова [22], рассчитано количество этих элементов (в кг), содержащихся в 1 т материнской породы. Очевидно, что Mn, P, Cr и Ti почти в 2–3 раза, а Ni и Co в 4–5 раз больше концентрируются в базитах и ультрабазитах по сравнению с гранитоидами и осадочными породами.

Если главными носителями металлов ряда Mn, Cr, Ti, Ni всегда являются базиты и ультрабазиты, то геохимическое распределение фосфора оказывается более сложным; его средние содержания в базитах обычно колеблются от 0,17 до 0,47 вес. % [22, 99, 132], в щелочных породах они варьируют в очень широких пределах – от 0,03 до 0,64% [28] и достигают 5–6% в карбонатитах, пространственно связанных со щелочными породами [67, 77].

Кроме высоких кларковых содержаний с базитами и ультрабазитами обычно пространственно тесно связана группа так называемых магматических месторождений; к ним принадлежат скопления хромитов, ванадиеносных титаномагнетитов, платиноидов, сульфидов меди, кобальта и апатита [20, 62, 77].

В месторождениях этого типа руды обычно бывают заключены в теле самой интрузии, где образуют правильные пласты и линзовидные участки, реже – жиллообразные залежи, скопления неправильной формы; максимальные содержания металлов в них достигают весьма значительных величин. Так, например, количества Cr_2O_3 в хромитовых пластах и зонах могут быть равны 45–50%, содержание железа в титаномагнетитовых рудах составляет 60%, диоксида титана

Фиг. 4. Связь между модельными Sm-Nd-датировками глинистых сланцев и их стратиграфическим возрастом [100]



тана – 20%, пентаоксида ванадия – 1,5–2% [107]. В платиноносной зоне рифа Меренского (лапполит Бушвельд, ЮАР) колебания содержаний благородных металлов составляют, мг/т: для иридия 0,2–0,6, рутения – 3–12, платины 30–50, золота 10–40 [133]. Количество никеля в ячеистых рудах месторождения Никел-Маунтин достигает 1,0–1,5% [36]. Наконец, комплексные апатит-магнетитовые руды Кручининского месторождения (Ангашанский массив, Россия) содержат 70–90% рудных минералов и до 30% апатита [26]. Не вызывает сомнения, что вся эта масса рудного вещества, ввергнутая в процессы выветривания и осадкообразования, создавала совершенно особые условия для развития осадочной дифференциации; она начиналась с мобилизации таких высоких рудных концентраций, которые тут же обеспечивали формирование осадочных месторождений различных металлов [106, 107, 110].

На протяжении докембрийской и фанерозойской геологической истории в центральных частях разрушающихся горных сооружений ведущие типы магматогенных пород не оставались постоянными; они сменяли друг друга в полном соответствии с закономерностями эволюции магматизма, которые были исследованы в ряде предшествующих работ [10, 106, 108, 110].

Хотя древнейшие питающие провинции в летописи Земли не сохранились, имеются косвенные данные, свидетельствующие о существовании первичной "лунной" стадии; на ней в области водосборов абсолютно преобладали базальты, и это накладывало мощный отпечаток на всю геохимическую специфику процессов осадконакопления.

Существование древнейшей эпохи преобладающего влияния мантийного вещества на процессы осадконакопления архея и протерозоя недавно нашло свое прямое подтверждение при анализе самарий-неодимовых датировок глинистых сланцев, выполненных в работах Р.К.О'Найонса и др. [130], К.Дж. Аллегре и Д. Руссо [121], С. Гольдштейна и др. [126], обобщенных в книге Г. Форэ [100]. Результаты этих исследований изображены на фиг. 4.

На диаграмме использованы многочисленные определения отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, выполненные в разновозрастных глинистых сланцах различных районов мира (Великобритания, ЮАР и др.). Глинистые сланцы исследовались в связи с тем однозначно доказанным положением, что величина Sm / Nd в них не изменяется в ходе выветривания исходного материала материнских пород, в процессе переноса, отложения и диагенетических преобразований осадка. Она всегда отражает величину Sm / Nd в материнских магматических породах.

Из диаграммы следует, что глинистые сланцы, формировавшиеся в интервале от 2 до 4 млрд лет, были образованы главным образом непосредственно за счет мантийного материала: начиная с 2 млрд лет и в последующее фанерозойское

время коровый источник все сильнее влиял на Sm / Nd модельные отношения и это приводило к отклонениям от прямой пропорции.

Таким образом, из фиг. 4 довольно определенно вырисовывается та древнейшая эпоха осадконакопления, когда мантийные базальты являлись главным источником осадочного материала на планете. Можно предположить, что их эрозия вначале приводила к формированию граувакковых песчаников, особенно типичных для древних зеленокаменных поясов, а позднее интенсивное выветривание и разложение в бескислородной атмосфере, резко обогащенной углекислотой [25, 37, 102], определило массовый вынос SiO_2 и многих рудных компонентов (железо, марганец, фосфор, титан, ванадий и др.) из сформированных кор выветривания и их накопление в обширных по площади, но мелководных водоемах. В результате формируются те железорудные пояса Земли, где развиты джеспилиты типа оз. Верхнего, четко приуроченные к периоду 2,6–2,0 млрд лет.

Особенности строения месторождений, сформированных в нижнепротерозойскую эпоху рудообразования, были описаны нами в ряде предшествующих работ [109–111].

Джеспилиты часто называют "полосчатыми" железорудными и марганцево-рудными формациями за характерное строение – они обычно представляют собой чередование слоев кремнезема, реже карбонатов (доломиты), глинистого или углеродистого материала со слоями рудных минералов железа, марганца, фосфора. При этом железо в джеспилитовых породах обычно представлено магнетитом, гематитом, мартитом, сидеритом, анкеритом, гриналитом, стильномеланом, хлоритом, минжсотаитом или пиритом; марганец – манганином, пиролюзитом, бёрнесситом, криптомеланом, родохрозитом и другими минералами; фосфор – апатитом и его тонкодисперсными разновидностями.

В наиболее типичных разрезах рудных залежей довольно ясно выделяется микро- (0,2–2 мм), мезо- (1 мм – несколько сантиметров) и макрослоистость (несколько метров); последовательность слоев нередко образует правильную цикличность и ритмичность. Согласно данным А.Ф. Тренделла [94], отдельные микрослойки в железорудной формации Хаммерсли (Австралия) были прослежены на расстояние до 296 км; во многих других протерозойских железорудных бассейнах мира интенсивная складчатость и разрывная тектоника препятствуют точной корреляции разрезов.

Согласно представлениям Н.А. Плаксенко [65], Ю.П. Мельника [55], А.Ф. Тренделла [94], Ф. Фролика [124], П.С. Братермана и А.Г. Кайрнс-Смита [123] и др., ритмичное чередование слоев отражает периодичность поступления кремнезема, карбонатов и рудных компонентов с континента, а также сезонные колебания биогенных явлений.

Джеспилитовые отложения обычно представляют собой сложную ассоциацию рудоносных и безрудных образований; в нижнепротерозойскую эпоху, согласно представлениям Л.Н. Формозовой [101], образовывались главным образом формации таконитового, итабиритового и криворожского типов.

Таконитовые формации представлены многократным чередованием джеспилитов, кремнистых сланцев, графито-пиритовых сланцев, граувакк и глинистых сланцев; карбонатные породы обычно не характерны. Наряду с железистыми кварцитами встречаются оолитовые железные руды, много силицитов с водорослевой структурой. Типичным примером образований этого типа могут служить железорудные отложения оз. Верхнего (США), а также района Хаммерсли (Австралия).

К таконитовым формациям близки железорудные формации криворожского типа; в них наряду с джеспилитами встречаются различные сланцы, филлиты, конгломераты; в ассоциацию также входят фосфатные и кремнисто-углеродис-

тые породы. Эту группу представляют месторождения КМА (Россия) и Кривого Рога (Украина).

Особое место занимают формации итабитового типа. В них кроме железистых кварцитов постоянно присутствуют железомарганцевые и доломитовые толщи, обогащенные железом, марганцем и кремнием; изредка встречаются скопления рибекита. Итабиты характерны для южных континентов – развиты в Бразилии и ЮАР (Африка).

В джеспилитовых железорудных формациях обычно обнаруживаются многочисленные литологические признаки крайнего мелководья. Для подстилающих толщ типичны следы формирования континентальных кор выветривания, широкое развитие аллювиальных кварцевых конгломератов, а в карбонатных отложениях – развитие трещин усыхания. Характерно при этом, что коры выветривания и золотоносные аллювиальные конгломераты обычно парагенетически связаны с железорудными отложениями во многих странах мира [40, 70].

В самих джеспилитовых сериях широко распространены следы размывов и внутриформационных несогласий, знаки ряби, разнообразные текстуры врезания, а иногда даже псевдоморфозы по гипсу и галиту. С этими особенностями хорошо гармонируют присутствие мелководных оолитовых структур, а также находки многочисленных минерализованных бактериально-водорослевых остатков и крупных строматолитов. В некоторых зернистых и полосчатых железных кварцитах встречаются разнообразные конкреционные текстуры и слепки трещин усыхания [124, 128].

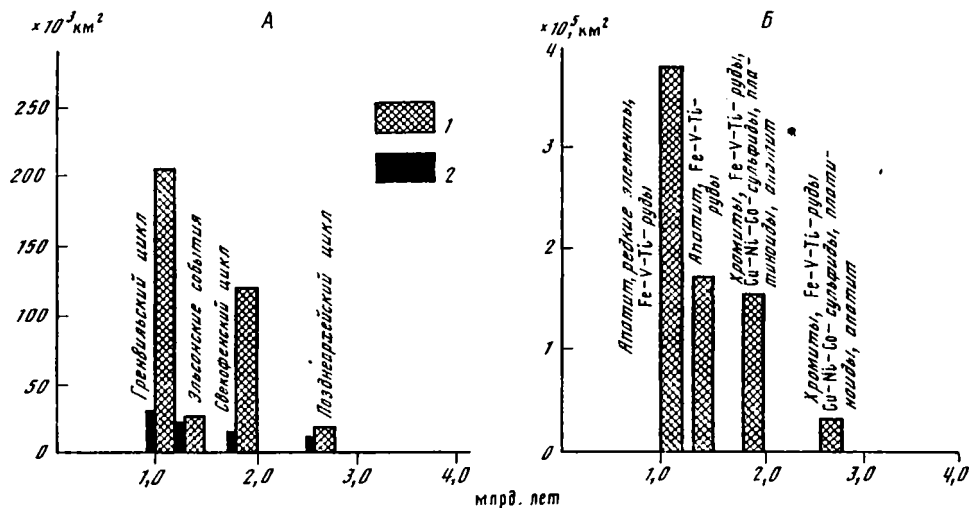
В целом очевидно, что разделение вещества в нижнепротерозойское время протекало по своим особым законам; оно осуществлялось при избытке рудных и сопутствующих им компонентов на водосборах, а также в условиях бескислородной атмосферы. При этом рудообразующий процесс был сосредоточен в мелководных, но занимающих обширные площади водоемах [19, 44, 65, 66, 78, 94, 95]. Фазовая дифференциация здесь отчетливо конкурировала с интеграцией, местами не завершалась и очень редко доходила до полного обособления рудных скоплений друг от друга. Большую роль в разделении осадочного материала, по-видимому, играли коллоидные системы и биогенные процессы.

Тектономагматические события верхнего докембрия начали существенно изменять строение и состав континентальных водосборов; уже в конце архея и в нижнем протерозое питающие провинции некоторых областей седиментации оказались сложенными разнообразными гранитоидами, кислыми и основными эффузивами и разнотипными осадочными толщами.

В осадкообразовании того времени это нашло отражение в широком распространении разнообразных аркозовых песчаников и гравелитов. Комплексы кислых магматических и эффузивных пород постепенно формировали гранитно-метаморфическое основание протоконтинентов [10], а это, в свою очередь, открывало возможности для внедрения и становления крупных базит-гипербазитовых интрузий, пришедших на смену коматиитам.

В нижнем протерозое интенсивно проявляется позднеархейская складчатость (2,6–2,8 млрд лет), с которой связано возникновение комплексов гранитов, аляскитовых гранитов, гранодиоритов, адамеллитов. Среди них особенно выделяются калиевые гранитоиды – рапакиви, ассоциирующие с древнейшими базит-гипербазитовыми интрузиями [54, 110]. Позднеархейская фаза складчатости открывает начало формирования коры протоконтинентов [10]. Позднее, на протяжении верхнего докембрия тектономагматические события повторялись неоднократно, однако их размах, значение и интенсивность существенно варьировали [74, 75].

Формирование ядер протоконтинентов завершил свекофенский тектономагматический цикл (1,8–2,0 млрд лет), во время которого вновь интенсивно проя-



Фиг. 5. Относительная роль базит-гипербазитового и щелочного магматизма в питающих провинциях докембрия

А — площади, занятые базит-гипербазитовыми интрузиями в позднеархейском, свекофенском и гренвильском циклах; Б — темп роста площадей, занятых базит-гипербазитовыми интрузиями и их рудоносность; 1-2 — интрузии соответственно базит-ультрабазитовые и щелочные

вилось формирование гранитов-рапакиви, гранитов, плагиигранитов, гранодиоритов, а также базит-гипербазитовых интрузий. Последующие эльсонские тектономагматические события (1,5–1,3 млрд лет) и особенно гренвильский тектономагматический цикл (1,2–1 млрд лет), в отличие от предшествующих, не были связаны с формированием новой коры; они проявлялись в пределах узких поясов и сводились скорее к переработке старой коры [74, 134].

Поскольку каждый тектономагматический цикл вводил в область складчатости и последующей эрозии новую порцию ювенильного магматического материала, было бы чрезвычайно интересно охарактеризовать петрографический состав, площадь, возраст и рудоносность базитовых, гипербазитовых и щелочных интрузий и представить себе их изменение на протяжении протерозоя. Для этой цели нами были собраны литературные данные, характеризующие 52 наиболее крупные интрузии мира, которые на основании более или менее точных геохронологических данных удалось связать с позднеархейскими, свекофенскими, эльсонскими и гренвильскими тектономагматическими событиями. Соответствующий фактический материал приведен на фиг. 5, где слева показано изменение суммарных площадей базит-гипербазитовых и щелочных интрузий во времени, а справа — динамика роста и эволюция металлогении базит-гипербазитовых комплексов на протяжении протерозоя.

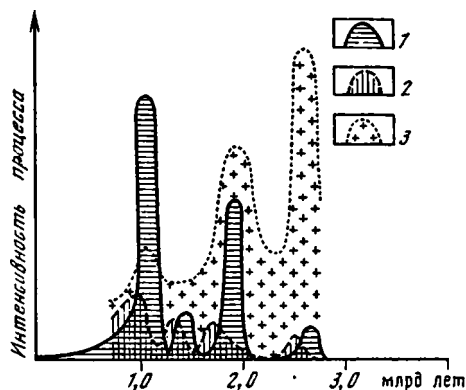
Рассмотрение графиков приводит к следующим выводам.

1. Наиболее крупные по занимаемой площади отдельные массивы базит-гипербазитов установлены в свекофенском и гренвильском тектономагматических циклах (Бушвельд, Рижская интрузия, а также Шабогамо, Дулут и Сен-Джин); для этих же событий характерны максимальные суммарные площади, занятые основными и ультраосновными магматитами. Им противостоит позднеархейский тектономагматический цикл, который так же, как и эльсонский, отличается довольно небольшими по размеру интрузивными телами.

2. Каждый докембрийский тектономагматический цикл или событие завершается формированием щелочных интрузий. С последними часто связаны апатит-

Фиг. 6. Соотношение разных типов магматизма в тектоно-магматических циклах докембрия

1-3 — магматизм (1 — базит-ультрабазитовый, 2 — щелочной, 3 — гранитоидный — кислый)



содержащие карбонаты. В целом распространенность щелочных пород и карбонатитов возрастает к середине верхнего протерозоя, достигая максимума в гренвилевскую эпоху.

3. Площади, занятые базит-гипербазитовыми интрузиями, достигают максимальных значений в интервале от 2 до 1 млрд лет. Одновременно с увеличением размеров базит-гипербазитовых интрузий падает их металлогеническое разнообразие; так, например, среди эльсонских и гренвилевских базит-гипербазитовых интрузий не установлены крупные рудные месторождения хромитов, платиноидов и сульфидов Cu — Ni — Co, но так же, как и в предшествующие эпохи, продолжают формироваться месторождения апатита и ванадиеносных титаномагнетитовых руд [36].

4. Максимальная апатито- и ванадиеносность интрузивных комплексов как питающих областей проявляется в конце докембрия.

Приведенные выше эмпирические закономерности дополняет фиг. 6, на которой на основе чисто полуколичественных данных сделана попытка оценить относительную роль процессов гранитизации, а также базит-гипербазитового и щелочного магматизма на протяжении верхнего докембрия. Из графика следует, что магматическая составляющая докембрийских тектономагматических циклов во времени испытывала направленные качественные изменения. Относительная роль гранитообразования, имевшего важное значение в позднэархейское время, к концу докембрия постепенно уменьшается, окончательно редуцируясь в гренвилевскую тектономагматическую эпоху. Наоборот, интенсивность развития базитового магматизма, включающего также ультрабазитовые и щелочные комплексы пород, в том же направлении неуклонно растет, достигая своего наиболее полного выражения во время гренвилевского диастрофизма.

Имеются все основания считать, что к концу докембрия соотношения площадей, занятых базит-ультрабазитовыми и щелочными магматическими породами, с одной стороны, и гранитоидами — с другой, достигли своего максимального значения на континентальном блоке Земли. В процессе эрозии приподнятых участков большую роль в верхнем докембрии сыграло также то обстоятельство, что интенсивность разложения базит-гипербазитовых комплексов в зоне гипергенеза в 5—6 раз превышает интенсивность разложения гранитоидов [35, 68, 69, 135]; более того, согласно экспериментальным исследованиям Ж. Педро [63], разложение базальтов в 11 раз превосходит скорость того же процесса в гранитах. Отсюда нетрудно сделать вывод о том, что в составе питающих провинций верхнего докембрия должен был доминировать материал, полученный при выветривании основных — ультраосновных и щелочных магматических пород.

Отражением всех этих процессов явилась вендско-кембрийская эпоха осадочного рудообразования, детально исследованная в работах М.Н. Альтгаузена

[4], Б.М. Гиммельфарба [29], А.Л. Яншина [119], Г.И. Бушинского [18], В.Н. Холодова [103–105, 108, 110, 111], А.Л. Яншина, М.А. Жаркова [120]. В вендско-кембрийское время в самых различных морских палеобассейнах мира была распространена типичная ассоциация руд и пород. Здесь очень часто формировались пластовые и желваковые фосфориты, "черные" углеродсодержащие сланцы и фтаниты с концентрациями V, Cr, Co, Ni, Mo, U, Se и других металлов, месторождения железных и марганцевых руд, а также тиллиты и тиллитоподобные породы, доломиты, известняки, кремни и кварциты. Среди месторождений и рудопроявлений фосфора, железа и марганца можно выделить две несколько различные группы. В первой группе рудный компонент представляет собой обособленные пласты или линзы, заключенные в толщах вмещающих пород (фосфориты Аксаа, Кок-Джона, фосфоритоносного бассейна Каратау, Казахстан, марганцевые руды Дурновского месторождения, Салаирский кряж и др.). Во второй группе рудный компонент тонко переслаивается с кремнями, доломитами или известняками, образуя рудные скопления, напоминающие протерозойские джеспилиты (железные руды Джемынтау, Казахстан; Дундерланд, Норвегия; Удско-Селемжинского междуречья, Россия; фосфориты Кок-су, Жанатаса, Беркуты, фосфоритоносного бассейна Каратау, Казахстан; марганцевые руды Усинского месторождения, Малого Хингана, Россия и др.).

Характерно, что месторождения вендско-кембрийского возраста очень часто обособляются друг от друга, оказываются разобщены на площади или в разрезе, хотя в некоторых случаях металлогенетически различное оруденение может быть тесно связано между собой в единых разрезах. Так, например, железомарганцевое рудопроявление в районах Джилан, Тьесай, Карашат венчает разрезы фосфоритоносной чулактауской свиты (Каратау, Казахстан).

В целом вендско-кембрийская эпоха рудогенеза по металлогенетическому "набору" месторождений сильно напоминает нижнепротерозойскую. Однако имеются и существенные отличия – если в протерозойское время ведущими рудными компонентами являлись железо и марганец, а фосфор, ванадий и редкие металлы накапливались сравнительно редко, то в вендско-кембрийское время фосфор и ванадиеносные сланцы несомненно преобладали над железом и марганцем [110]. Как мы видели выше, такая инверсия металлогении может получить свое объяснение, если учесть эволюцию состава питающих областей и атмосферы в архее и протерозое.

Следует в целом подчеркнуть, что химический состав нижнепротерозойских железистых кварцитов чрезвычайно сложен, а технологические качества оставляют желать лучшего. Прежде всего, обращает на себя внимание, что количество SiO_2 в этих образованиях колеблется от 6 до 70%; столь же неустойчиво содержание железа, варьирующее от 11 до 70%. Так как SiO_2 в джеспилитах представлен кварцем, а железо – магнетитом, гематитом и рядом других металлов, первичные формы осаждения этих компонентов в конечных водоемах стока гипотетичны; тем не менее большинство авторов [8, 44, 65, 78, 127] считают, что эти минералы образовались в результате раскристаллизации коллоидов, коагулировавших в нижнепротерозойских мелководных морях.

Местами, особенно в джеспилитах ЮАР, Бразилии и Индии, среди железисто-кремнистых толщ появляются карбонатные отложения и фациально связанные с ними руды марганца, причем содержание Mn, обычно не превышающие сотых и десятых долей процента, здесь возрастает до 50%.

Реже в джеспилитовых отложениях встречаются высокие содержания фосфора; они типичны для сульфидных фаций и присутствуют в КМА, в месторождениях оз. Верхнего и в Индии. Не вызывает сомнения, что в нижнепротерозойское время фазовая дифференциация рудного материала была чрезвычайно ослаблена и осложнена разнообразными процессами интеграции.

Существенно иначе выглядит химический состав вендско-кембрийских месторождений. Прежде всего, обращает на себя внимание, что в рудах этого возраста падает содержание SiO_2 ; здесь оно очень редко превышает 40%, хотя также есть основания предполагать, что оно в основном представляло собой первично коллоидный осадок [109]. На этом общем фоне резко возрастает число обособленных месторождений фосфоритов (10–15% P), марганцевых руд (15–40% Mn) и железорудных скоплений (30–40% Fe). Очевидно, что в направлении от нижнего протерозоя к началу фанерозоя усиливаются процессы обособления рудных скоплений, возрастает интенсивность фазовой дифференциации вещества.

Усиление процессов разделения компонентов в осадочном процессе начала фанерозоя было, по-видимому, обусловлено несколькими причинами. С одной стороны, на смену обширным, но чрезвычайно мелководным водоемам протерозоя в начале палеозоя пришли значительно более глубоководные проливнообразные моря, с другой – заметно возросла роль процессов многократного переотложения и "вызревания" осадочного материала. Наконец, очевидно, что по мере увеличения число осадочных циклов относительное значение ювенильной кремнекислоты и, следовательно, ее способность "разбавлять" рудные компоненты в осадках относительно уменьшилась. Все эти события благоприятствовали формированию геохимически "чистых" рудных залежей.

Процесс усиления рудной дифференциации продолжался и в более поздние эпохи. Общеизвестно, например, что в третичное время в ряде районов нашей планеты формируются уже весьма обособленные и еще более химически чистые месторождения железа, марганца и фосфора, образующие довольно однородные скопления рудного компонента.

Так, например, олигоценные марганцевые руды Никополь (Украина), Чиагур (Грузия) и Мангышлак (Казахстан) содержат только от 3 до 20% SiO_2 , причем специальные исследования форм кремнезема показали, что его подавляющая масса входит в состав глинистых минералов или образует первично терригенную примесь [89]. При этом количество Mn в рудах этих месторождений обычно колеблется от 10 до 50%. Весьма характерно почти полное отсутствие железа (1–2%).

Не менее показателен состав руд киммерийского Керченского железорудного бассейна (Крым). В них содержится, %: Fe 35–40, SiO_2 6–20 и Mn не более 2, что довольно четко устанавливается на примере коричневых и табачных руд Эльтиген-Ортельской и Кыз-Аульской мульд.

Вывод очевиден: так же, как и в случае кларкового процесса, интенсивность рудной фазовой дифференциации вещества на нашей планете, по-видимому, возрастает в направлении от архея и квартеру.

Список литературы

1. Айнемер А.И., Коншин Г.И. Россыпи шельфовых зон Мирового океана. Л.: Недра, 1982. 263 с.
2. Аксенов А.А. О рудном процессе в верхней зоне шельфа. М.: Наука, 1972. 158 с.
3. Алабышев В.В. Зональность озерных отложений // Изв. Сапропел. Ком. 1932. Вып. 6. С. 1–82.
4. Альтгаузен М.Н. Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 16 с.
5. Барковская М.Г. Закономерности распределения тяжелых минералов в полосе пляжа и на шельфе советского побережья Черного моря // Тр. Ин-та геол. и полезн. ископ. АН ЛатССР. 1960. Т. IV. С. 25–84.
6. Барковская М.Г. Минералогия современных отложений приустьевой полосы и шельфа Черного моря: Препринт М.: Изд. ИОАН СССР, 1990. 110 с.

7. Батурин Г.Н. Уран в современном морском осадконакоплении. М.: Атомиздат, 1975. 192 с.
8. Бейли Р.В., Джеймо Х.Л. Докембрийские железорудные формации США // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 35–70.
9. Беляева Н.В. Планктонные фораминиферы в поверхностном слое осадков Тихого океана. Т. 8 // Тихий океан. Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. М.: Наука, 1969. С. 32–65.
10. Богатиков О.А., Борсук А.М., Дмитриев Ю.И. и др. Эволюция магматизма в истории Земли // Тр. Междунар. геол. конгресса. Париж. 26-я сессия. Докл. сов. геологов. Петрология. М.: Наука, 1980. С. 3–13.
11. Богданов Ю.А., Гуревич Е.Г., Лисицын А.П. О современном пелагическом процессе в Тихом океане // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 2. С. 68–72.
12. Богданов Ю.А., Гуревич Е.Г., Лисицын А.П. Биогенная дифференциация осадочного материала и вопросы пелагической седиментации в Тихом океане // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 32–95.
13. Богданов Ю.А., Гуревич Е.Г., Лисицын А.П. Механизм океанской седиментации и дифференциации химических элементов в океане // Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. С. 165–201.
14. Богоров В.Г. Роль планктона в обмене веществ в океане // Океанология. 1969. Т. 9. Вып. 1. С. 15–45.
15. Богоров В.Г. Планктон Мирового океана. М.: Наука, 1974. 252 с.
16. Бродская Н.Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 282 с.
17. Бродская Н.Г. Осадкообразование в озерах засушливой зоны СССР. Аральское море / Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 237–282.
18. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 194 с.
19. Бьюко Н.Дж. Докембрийские железорудные формации Южной Африки // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 70–129.
20. Вахрамеев С.А. Месторождения полезных ископаемых. М.: ГОНТИ, 1961. 470 с.
21. Величко Е.А., Корбут Е.А. Распространение и освоение морских прибрежных россыпей в зарубежных странах // Полезные ископаемые и закономерности их размещения в странах Африки и зарубежной Азии. М.: НИИЗарубежгеология, 1970. Вып. 21. С. 7–68.
22. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 3–72.
23. Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 214 с.
24. Виноградов М.Е. Вертикальное распределение океанического зоопланктона. М.: Наука, 1968. 320 с.
25. Гаррелс Р.М., Перри Е.А., Маккензи Ф.Т. Образование докембрийских железорудных формаций и эволюция атмосферного кислорода // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 349–357.
26. Геолого-промышленная оценка месторождений апатита. М.: Недра, 1985. 196 с.
27. Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (Трансокеанский профиль). М.: Наука, 1980.
28. Герасимовский В.И. Характерные черты нефелиновых сиенитов // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: Наука, 1963. С. 24–56.
29. Гиммельфарб Б.М. Основные геологические закономерности размещения фосфоритовых месторождений СССР // Геология месторождений горнохимического сырья. М.: ГОНТИ, 1959. С. 7–79.
30. Гроссгейм В.А., Гмид П.П. Терригенно-минералогические провинции чокракского бассейна // Геологический сборник. М.: Гостоптехиздат, 1951. № 1 (IV). С. 109–120.
31. Емельянов Е.М. Fe, Mn и Ti в осадках Атлантического океана // Литология и полезные ископаемые. 1975. № 3. С. 3–20.
32. Емельянов Е.М. Аллюмосиликатный карбонатно-марганцевый литолого-геохимический район Готландской и Ландсборской впадин // Осадкообразование в Балтийском море. М.: Наука, 1986. С. 136–180.
33. Емельянов Е.М., Романкевич В.А. Геохимия Атлантического океана. М.: Наука, 1979.
34. Емельянов Е.М., Митропольский А.Ю., Шимкус К.М., Мусса А.А. Геохимия Средиземного моря. Киев: Наук. думка, 1979. 130 с.
35. Казаринов В.П. Классификация продуктов формации коры выветривания // Выветривание и литогенез. М.: Недра, 1969. С. 21–29.
36. Камберлидж Дж.Т., Чейс Ф.М. Геология месторождения Никел-Маунтин, штат Орегон // Рудные месторождения США. Т. II. М.: Мир, 1973. С. 183–217.

37. Клавуд П.В. Палеоэкологическое значение полосчатых железорудных формаций // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 298–310.
38. Князева Л.М. Осадкообразование в озерах влажной зоны СССР. Южный Байкал // Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 180–236.
39. Кобленц-Мишке О.И., Волковский В.В., Кабанова Ю.Г. Новые данные о величине первичной продукции Мирового океана // Докл. АН СССР. 1968. Т. 183. № 4. С. 232–235.
40. Константиновский А.А. Геология и металлоносность кварцевых толщ докембрия // БМОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 3. С. 36–50.
41. Кропоткин П.Н. Эволюция Земли: М.: Знание, 1964. 94 с.
42. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 390 с.
43. Кузнецов С.И. Микрофлора озер и ее геохимическая деятельность. Л.: Наука, 1970. 440 с.
44. Ла-Берж Дж.Л. О биогенном происхождении докембрийских железорудных формаций // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 248–263.
45. Лисицын А.П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 90–192.
46. Лисицын А.П. Распространение остатков карбонатных микроорганизмов во взвеси и донных осадков // Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969. С. 102–185.
47. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
48. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
49. Лисицын А.П. Основные понятия биогеохимии океана. Потоки вещества и энергии в океане и их биохимическое значение // Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. С. 9–32.
50. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
51. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гуревич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1988. 357 с.
52. Литология и геохимия осадков Тихого океана. М.: Наука, 1979. 263 с.
53. Лукашин В.Н. Геохимия микроэлементов в процессах осадкообразования в Индийском океане. М.: Наука, 1981. 182 с.
54. Ляхович В.В. Рапакиви: проблема генезиса и рудоносности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 51–66.
55. Мельник Ю.П., Дроздовская А.А., Воробьева К.А. Новые экспериментальные и расчетные данные об условиях отложения докембрийских железисто-кремнистых осадков // Геол. журн. 1973. № 2. С. 12–23.
56. Наливкин Д.В. Учение о фациях. Т. II. Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 393 с.
57. Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.
58. Недумов Р.И. О литолого-геохимических особенностях среднего миоцена Центрального Предкавказья // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 3. С. 48–60.
59. Недумов Р.И. Литология, геохимия и палеогеография среднего миоцена Предкавказья: Дис.... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1986. 20 с.
60. Недумов Р.И. К вопросу о связи геохимических особенностей отложений с обстановками седиментации // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 4. С. 83–94.
61. Николаев В.Г. Строение осадочного выполнения континентальных рифтов // Геотектоника. 1986. № 9. С. 116–124.
62. Обручев В.А. Рудные месторождения. М.: Л.: Госиздат, 1929. 559 с.
63. Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М.: Мир, 1971. 352 с.
64. Петелин В.П. Основные типы пляжевых конгломератов тяжелых минералов бассейна Тихого океана // Океанология. 1964. Т. IV. Вып. 6. С. 48–92.
65. Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. 263 с.
66. Плаксенко Н.А., Щеголев И.Н., Коваль И.К., Ильяш В.В. Железисто-кремнистые формации докембрия Курской магнитной аномалии // Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1988. С. 21–58.
67. Пожарицкая Л.К. Геохимические особенности процесса формирования карбонатитов // Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Вып. 17. 142 с.
68. Польшин Б.Б. Кора выветривания. Т. 1. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 242 с.
69. Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.: Гостоптехиздат, 1940. Т. I. 476 с. Т. II. 420 с.

70. Робертсон Д.С. Базальные протерозойские слои как древние маркирующие горизонты и их использование при поисках урана // Образование месторождений урана. М.: Мир, 1976. С. 507–525.
71. Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
72. Сапожников Д.Г. Осадкообразование в засушливых зонах СССР. Озеро Балхаш // Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 283–314.
73. Семенович Н.Н. Комплексное изучение озер // Справочник путешественника и краеведа. М.: ГОНТИ, 1950. С. 117–136.
74. Семухатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
75. Семухатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов В.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–16.
76. Скопинцев Б.А. Органическое вещество в природных водах (водный гумус) // Тр. Океаногр. ин-та. 1950. Вып. 17 (250). 245 с.
77. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Наука, 1969. 687 с.
78. Страхов Н.М. Железородные фации и их аналоги в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 267 с.
79. Страхов Н.М. К литологической дискуссии // К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 211–245.
80. Страхов Н.М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации // Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 338–377.
81. Страхов Н.М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. I // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 5. С. 3–21.
82. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. I. 212 с. Т. II. 574 с. 1962. Т. III. 550 с.
83. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
84. Страхов Н.М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 6. С. 3–30.
85. Страхов Н.М. Две схемы современного океанского литогенеза и их методология // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 8. С. 5–20.
86. Страхов Н.М. Существует ли аридный тип литогенеза в океане? // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 4. С. 141–143.
87. Страхов Н.М. Геохимия океанского седиментогенеза // Химия океана. Т. 2. М.: Наука, 1979. С. 9–239.
88. Страхов Н.М., Нестерова И.Л. О влиянии вулканизма на геохимию морских осадков (на примере Охотского моря) // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 223–252.
89. Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. 474 с.
90. Страхов Н.М., Белова И.В., Глаголева М.А., Лубченко И.Ю. Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 2. С. 3–31.
91. Страхов Н.М., Волков И.И., Лисицын Н.А. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане (Японский профиль) // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 3. С. 3–28.
92. Тимофеев П.П., Холодов В.Н. Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 10–34.
93. Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Зеверев В.П. Гидросфера и эволюция Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 6. С. 3–19.
94. Тренделл А.Ф. Железистые формации группы Хаммерсли Западной Австралии как типичный пример докембрийских ленточных эвапоритов // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций Мира. Киев: Наук. думка, 1972. С. 127–138.
95. Тренделл А.Ф. Докембрийские железорудные формации Австралии // Докембрийские железорудные формации Мира. М.: Мир, 1975. С. 156–172.
96. Тримонис Э.С. Основные черты современного осадкообразования глубоководной части Черного моря // Гидрологические и геологические исследования Средиземного и Черного морей. М.: Наука, 1975. С. 201–240.
97. Туровский Д.С., Лубченко И.Ю., Черкасова Е.В. Распределение Zr, Ti, Ni, Co, Pb, Cu и других элементов в поверхностном слое современных осадков оз. Балхаш // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 1. С. 47–55.

98. Ферсман А.Е. Геохимия России. Петроград: НХТИ, 1922. 212 с.
99. Ферсман А.Е. Геохимия. Т. 1. Л.: Госхимиздат, 1934. 420 с.
100. Форг. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 589 с.
101. Формозова Л.Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М.: Наука, 1973. 172 с.
102. Хаттори К., Кемпбелл Ф.А., Кроуз Х.Р. Распространенность изотопов серы в осадочных породах в связи с эволюцией докембрийской атмосферы // Геохимия. 1985. № 6. С. 834–849.
103. Холодов В.Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Сообщение 1 // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 2. С. 32–48.
104. Холодов В.Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Сообщение 2 // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 4. С. 32–54.
105. Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 280 с.
106. Холодов В.Н. Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 191–309.
107. Холодов В.Н. Геохимические типы питающих провинций континентального блока и их эволюция в истории Земли // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 76–91.
108. Холодов В.Н. Проблемы формирования эпох рудогенеза в осадочном процессе // Эволюция рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1984. С. 5–33.
109. Холодов В.Н. Эволюция кремненакопления в истории Земли // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 6–43.
110. Холодов В.Н. Соотношение осадконакопления и магматизма в докембрии // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 3–27.
111. Холодов В.Н. К проблеме эволюции осадочного процесса в истории Земли // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1992. С. 48–92.
112. Холодов В.Н. Основы геохимии осадочного процесса. Сообщение 1 // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 2. С. 3–23.
113. Холодов В.Н., Недумов Р.И. Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1981. 205 с.
114. Холодов В.Н., Туровский Д.С. Геохимия микроэлементов в осадках Каспийского моря // Каспийское море: геология и нефтегазоносность. М.: Наука, 1987. С. 79–101.
115. Холодов В.Н., Хрусталева Ю.П., Лубченко И.Ю., Туровский Д.С. Каспийское море: проблемы седиментогенеза. М.: Наука, 1989. 184 с.
116. Холодов В.Н., Лубченко И.Ю. Проблемы геохимии современных осадков Черного и Каспийского морей // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 109–151.
117. Хрусталева Ю.П., Резникова С.А., Туровский Д.С. Литология и геохимия донных осадков Аральского моря. Ростов н/Д: Изд-во РГУ, 1977. 159 с.
118. Шостакович В.В. Слоистые иловые отложения и некоторые вопросы геологии. М.: Изд-во ИГО, 1941. Вып. 73. № 3. С. 303–405.
119. Яншин А.Л. О некоторых научных проблемах поисков фосфоритов и калийных солей в Сибири // БМОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39. № 4. С. 1–14.
120. Яншин А.Л., Жарков М.А. Фосфор и калий в природе. Новосибирск: Наука, 1986. 189 с.
121. Allègre C.J., Rousseau D. The growth of the continent through geologic time studied by Nd isotope analysis of shale // Earth. Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 19–34.
122. Bonatti E. Metallogenesis at oceanic spreading centers // Ann. Rev. Earth. Planet. Sci. 1975. V. 3. P. 401–431.
123. Braterman P.S., Cairns-Smith A. Photoprecipitation and the banded iron-formations-some quantitative aspects // Origin Life. 1987. V. 17. N 3–4. P. 221–228.
124. Fralik P.H. Depositional environments of Archean iron formation: inferences from layering in sediment and volcanic hosted end members // Precambrian iron-form. Athens. 1987. P. 251–266.
125. Goldschmidt V.M. Geochemistry. Oxford: Univ. Press, 1954. 642 p.
126. Goldstein S., O'Nions R.K., Hamilton P.J. Sm-Nd isotopic study of atmospheric dust and particulates from major river systems // Earth. Planet. Lett. 1984. V. 70. P. 221–236.
127. Gruner J.W. The origin of the sedimentary iron formations, the Biwabik formation of the Mezabi Range // Econ. Geol. 1922. V. 17. P. 360–407.
128. Majumdar T.K., Chakraborty Z. Primary sedimentary structures in the banded iron-formation of Orissa, India // Sediment. Geol. 1977. V. 19. P. 297–300.
129. Moore J.R. Origin and exploration of marine placers // Symposium 108. 125th Intern. Geol. Cong. Sydney. Abs. 1976. 58 p.

130. O'Nions R.K., Hamilton P.J., Hooker P.J. A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development of the British Isles // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 63. P. 229–240.
131. Piper D.Z. Origin of metalliferous sediments from the East Pacific Rise // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1971. V. 19. N 1. P. 42–81.
132. Rona R.P. Pattern of hydrothermal mineral deposition: Mid-Atlantic Ridge Crest at Latitude 26N // *Marine Geology*. 1976. V. 21. P. 59–66.
133. Sharpe M.R. Noble metals in the marginal rocks of the Bushveld Complex // *Econ. Geol.* 1982. V. 77. N 6. P. 1286–1295.
134. Trendall A.F., Blockley I.G. The iron formation of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia // *Geol. Survey West. Australia Bull.* 1970. V. 119. P. 3–346.
135. Weinschenk E. Über Mineralbestand und Struktur der Kristall. Schiefer. Abhdl. Bayer. Acad. d. Wiss. München, 1906. 350 S.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
11.IX.1992

УДК 550. 4:551.72(551.53)

© 1993 Цыкин Р.А., Свиридов Л.И.

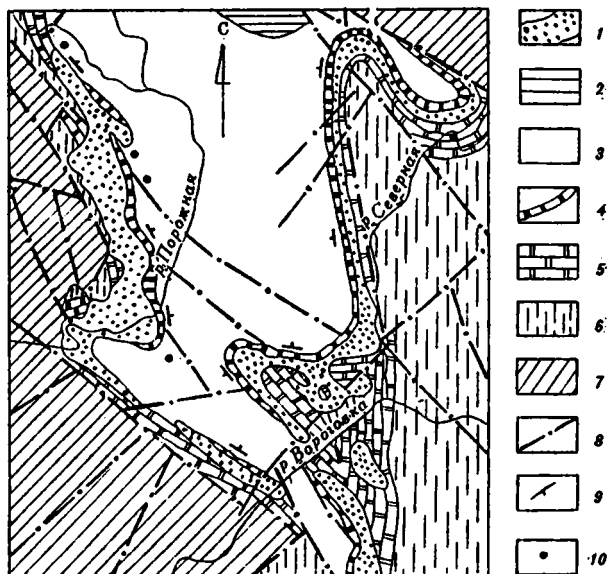
СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАРГАНЦЕНОСНОЙ ПАЧКИ ПОДЪЕМСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Показано, что рудная пачка в основании карбонатно-вулканогенно-терригенной формации накопилась в бассейне с расчлененным дном в результате соосаждения рудных взвесей, органики, кислой пирокластики и обломочного материала. Марганец восстанавливался в иловых водах и осаждался в карбонатных фазах, цементируя и замещая пирро- и литокласты.

В отложениях докембрия Енисейского кряжа выявлено несколько уровней марганценосности [2]. Из них наиболее значительным представляется подъемский, проявленный в северной части Вороговского прогиба. Эта орогенная геоструктура имеет сложные ограничения, предопределенные блоковыми движениями по разрывным нарушениям. Залегание отложений позднего рифея пологоскладчатое. Крупнейшей в северной части прогиба является Порожинская синклиналь, сопряженная с более мелкими складками северо-западной ориентировки. Вдоль западного крыла Порожинской синклинали и южнее, вдоль восточного крыла небольшой Кривинской синклинали, прослежена полоса распространения марганценосных отложений, отнесенных В.В. Усталовым [6] к подъемской свите (фиг. 1.)

Стратотип свиты находится юго-восточнее, в долине руч. Подъем, притока р. Теи. Здесь она залегает с угловым несогласием на метаморфизованных отложениях сухопитской серии и с параллельным — на суворовской свите. В низах подъемской свиты чередуются слои доломитов, известняков, мергелей и алевролитов, средняя и верхняя части сложены песчаниками и алевролитами с линзами конгломерато-брекчий и гравелитов. Суммарная мощность свиты не превышает 600 м [5].

В Вороговском прогибе стратиграфическое положение и состав подъемской свиты иные. Она наращивает разрез неметаморфизованных отложений в непрерывной последовательности. Подстилающими отложениями здесь являются ритмично-слоистые серые известняки сухореченской свиты. На них залегает горизонт массивных, онколитовых и строматолитовых доломитов, относимых В.В. Усталовым к нижней подсвите подъемской свиты. В доломитах вблизи р. Вороговки им выделены четыре пачки (снизу вверх): светло-серых массивных доломитов (30–100 м); брекчированных серых доломитов и конгломерато-брекчий (45–190 м); светло-серых доломитов, содержащих кварц песчано-алевритовой размерности (170–200 м); пестрых известняков и доломитов с пластами аргиллитов (80–90 м). Но севернее, в бассейне р. Порожной, эти пачки не прослеживаются. Многочисленными скважинами здесь вскрыты массивные и реже



Фиг. 1. Геологическая карта Порожинского марганцевого района (по материалам ПГО "Красноярскгеология")

1 — отложения карстовых депрессий (мезозой и кайнозой); 2 — отложения нижнего кембрия; 3 — отложения верхнего рифея — венда нерасчлененные (верхняя часть подъемской и немчанская свиты); 4 — пачка туфофанитов подъемской свиты; 5 — доломиты низов подъемской свиты; 6 — отложения нижней части орогенного комплекса верхнего рифея (сухореченская, мутнинская, северореченская свиты); 7 — отложения геосинклинального комплекса (сухопитская серия верхнего рифея); 8 — разрывные нарушения; 9 — элементы залегания отложений подъемской свиты; 10 — буровые скважины, вскрывшие полные разрезы марганценовой пачки, слабо затронутой выветриванием

водорослевые светло-серые доломиты, местами розоватые. В них встречаются маломощные слои зеленовато-серых и вишневых доломитистых алевролитов и мергелей, линзы доломитных известняков. Мощность доломитовой подсвиты в бассейне р. Порожной составляет 300–400 м, в среднем 360 м.

С четким контактом, но без видимого перерыва, на доломитах залегает вулканогенно-терригенная марганценовая первая пачка. В.В. Установ относит ее к первой пачке верхней подсвиты подъемской свиты. Литологические особенности пачки ниже рассматриваются подробно. Здесь отметим лишь повышенную изменчивость ее состава и мощностей.

С постепенными переходами, выраженными ростом содержания кварца и халцедона, марганценовая пачка сменяется второй, туфосилицитовой пачкой. Ее слагают микрослоистые сильнотрещиноватые породы, окраска которых изменяется от буровато-белой до черной, что обусловлено разной степенью обесцвечивания породы трещинно-пластовыми водами. Главную массу туфосилицита и туфофанита составляет халцедон-кварцевый агрегат. В нем имеются слойки кварц алевроитовой размерности. Некоторые зерна имеют острые оскольчатые очертания, что свидетельствует о пирокластическом их происхождении. Более редки обломки полевых шпатов, кислого эффузива, чешуйки слюд. Мощность туфосилицитовой (второй) пачки верхнеподъемской подсвиты составляет 120–195 м.

На туфосилицитах залегают алевролиты и туфоалевролиты третьей пачки. Это мелко- и листовато-слоистые породы серого и зеленовато-серого цвета, нередко известковистые. На плоскостях напластования отмечаются чешуйки мусковита

и биотита. Встречаются линзы известково-халцедоновой породы и марганцовистых песчаных известняков. Мощность пачки 140–170 м.

С постепенным переходом следует карбонато-туфогенно-терригенная четвертая пачка мощностью 120–140 м. Ее слагают светло-серые онколитовые, строматолитовые и мелкозернистые известняки, известковые алевролиты и туфоалевролиты. Некоторые разности известняков марганцовистые (MnO до 7%).

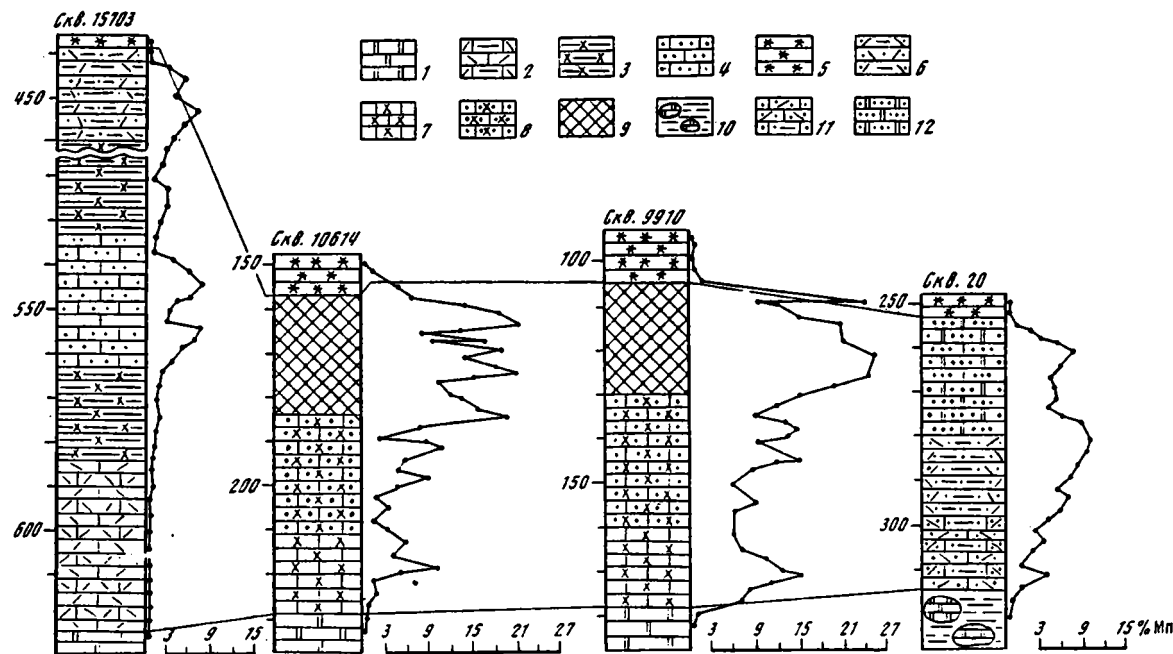
Пятая пачка верхнеподъемской свиты вскрывается ближе к ядру Порожинской синклинали, где сложена серыми и зеленовато-серыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, линзами строматолитовых известняков. Мощность пачки 215–240 м.

Венчают разрез подъемской свиты в бассейне р. Порожной отложения шестой пачки, представленной песчанистыми известняками и мелкозернистыми известковыми песчаниками. Суммарная мощность подъемской свиты в Порожинской синклинали составляет 1100–1350 м [6]. В непрерывной последовательности она наращивается более грубообломочной немчанской свитой, имеющей сходные цифры мощности.

Особенности состава, степени литификации и условий залегания отложений верхнего рифея дали основания для вывода, что Вороговский прогиб относится к орогенному этапу развития енисейского складчатого сооружения байкальского тектонического цикла [5]. Формационный ряд снизу вверх образуют нижняя моласса, карбонатно-терригенная карбонатная, карбонатно-вулканогенно-терригенная формации и верхняя моласса. Карбонатная (известняково-доломитовая) формация отвечает максимуму позднерифейской трансгрессии (инкундация), после чего наступил этап дифференциации, сопровождавшийся риолитовым вулканизмом на прилегающей суше. В немчанское время (венд) произошла регрессия, после чего прогиб закрылся. Марганценовая парагенерация выделяется нами в основании карбонатно-вулканогенно-терригенной формации этапа дифференциации. По составу она может быть отнесена к группе углеродистых марганценовых парагенезов, характерных для позднего докембрия [1].

Геологическое строение Порожинского марганцево-рудного района трактуется по-разному. М.М. Мстиславский и Н.И. Потконен [3] считают существенно манганитовое и родохрозитовое линзовидно-пластовое оруденение гидротермально-осадочным и связывает его с тафрогенезом, осложнившимся развитием Вороговского прогиба и обусловившим мозаично-блоковую структуру последнего. В основании рудой пачки ими диагностированы рудные брекчии вулканотектонического взламывания. В узлах пересечения разломов образовались скопления гаусманита и манганозита. В шовных зонах получил развитие карст.

Авторы, а также Г.К. Пасашникова [4,7], осуществлявшая геологическое руководство поисковыми и разведочными работами в районе, полагают, что рудолокализирующие структуры сформировались в несколько этапов. На седиментационно-диагенетическом – образовались манганокальцит- и родохрозит-содержащие туффиты, туфы, углеродистые алевролиты, вулканомиктовые песчаники и линзы руд того же состава. На этапе эпибайкальского тектогенеза создана складчато-блоковая структура прогиба и в незначительном масштабе проявилась гидротермальная деятельность. Марганценовые отложения претерпели катагенез, сопровождавшийся частичным перераспределением карбонатов марганца. На мезозойско-кайнозойском этапе протекал интенсивный гипергенез. В средней юре – неокое образовались глубокие контактово-карстовые депрессии, в отложениях которых заключены линзы оксидных (манганит, крипомелан, пиролюзит, тодорокит и др.) и реже карбонатных руд. В кайнозое получили широкое развитие химическое выветривание (большой частью неэлювиальное) и карстовый процесс в кровельной части подстилающих рудную пачку доломитов. Рудные брекчии мы трактуем как карстово-просадочные образования.



Фиг. 2. Литологические колонки марганценовой пачки подъемской свиты (север слева)

1 — доломиты; 2 — доломитные известняки с примесью пирокластического материала; 3 — кремнистые алевропелитовые туффиты; 4 — родохрозитовые туфопесчаники; 5 — туфотаниты; 6 — алевролитовые кристалло-витрокластические туфы и туффиты; 7 — кремнисто-карбонатные алевропелитовые туффиты; 8 — то же, алевропсаммитовые; 9 — карбонатная марганцевая руда; 10 — обломки доломитов в мучнистой массе; 11 — алевропсаммитовые карбонатные туффиты; 12 — родохрозит-доломитовые породы

Для расшифровки условий литогенеза рудной пачки (седиментационно-диагенетический этап) рассматриваются слабо затронутые гипергенезом ее части. Буровыми профилями пачка прослежена на 16 км. В южной части рудного района ее мощность колеблется от 23 (скв. 29) до 102 м (скв. 51), резко изменяясь на расстоянии всего 1–1,5 км.

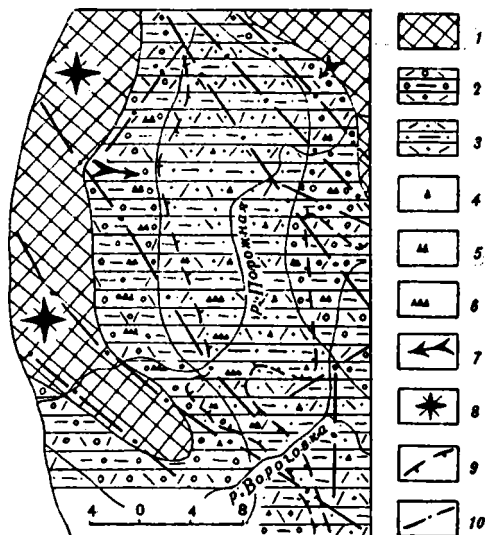
В скв. 51 на светло-серых доломитах залегают темно-серые ленточно-слоистые кремнистые алевролиты (18 м), перекрытые серыми и темно-серыми глинистыми и слюдястыми туфоалевролитами (30,5 м). Выше эти породы осветлены и превращены в сапролиты (16 м). Далее прослеживаются монотонные листовато-слоистые серые и темно-серые марганцовистые туфоалевролиты (43 м). В кровле пачки залегает пласт зеленовато-серых туфопесчаников (4,5 м). По данным кернового опробования, содержания марганца в этих отложениях изменяются от долей до 4,8% в туфоалевролитах, перекрываемых туфопесчаниками.

В разрезе скв. 20, расположенной в 1 км северо-западнее (фиг. 2), гипергенезом изменена кровельная часть доломитов. На карбонатной белесой глине с дресвой и щебнем доломитов залегают серые и темно-серые листовато-слоистые марганцовистые алевропсаммитовые туффиты, в низах пласта глинизированные. Они перекрыты внешне похожими алевролитовыми слюдястыми туффитами, более обогащенными марганцем (до 9,6%). Затем прослеживается серая, зеленовато-серая родохрозит-доломитовая порода, образовавшаяся в результате диагенетической карбонатизации псаммитового туфа.

Скважинами, расположенными северо-западнее, вдоль русла р. Порожной, вскрывались эпигенетические оксидные руды, приуроченные к средней и нижней частям гипергенно измененной рудной пачки, мощности которой составляют 34–41,5 м (скв. 12, 60 и др.). В 9 км северо-западнее скв. 9910 на небольшой глубине вскрыты слабо затронутые выветриванием марганценозные отложения. На светло-серых массивных доломитах залегают серые, зеленовато-серые листовато-слоистые кремнисто-родохрозитовые туфоалевролиты, постепенно переходящие в темно-серые кремнисто-родохрозитовые алевропсаммитовые туффиды. Выше вскрыта мощная (26 м) линза карбонатной марганцевой руды, представляющей собой неясно-слоистый агрегат псаммитовой структуры, по облику соответствующий туфопесчанику. Полностью аналогичный разрез вскрыт смежной скв. 10614.

Севернее строение рудной пачки существенно меняется. Так, в скв. 15703 резко возрастает (до 192 м) ее мощность за счет алевролитовых туффитов, но снижаются содержания марганца, не превышающие 7–8% в средней части пачки.

В нижней части пачки преобладают алевропелитовые листовато-слоистые темно-серые туффиты, содержащие переменные количества кварц-халцедонового и доломитового цемента (см. фиг. 2). Среди обломков распознается пирокластика, состоящая из кварца, реже стекла и полевого шпата. Эти минералы корродируются и замещаются веществом цемента. В основной массе последнего при больших увеличениях различимы микроглобули кварца, погруженные в бурую глинистую массу. В ней сдержатся мелкие зерна пирита и сгустки органического вещества. В средней части пачки местами отмечается повышение размерности и содержания пирокластики (алевритовые и алевропсаммитовые туффиты и туфы). Туфы также обнаруживают высокую степень гидрохимической переработки с замещением родохрозит-доломитовой ассоциацией. При преобладающем ее развитии образуются высокомарганцовистые породы и карбонатные руды (> 10% Mn). В последних развиты как полигональные зерна и их обломки, сложенные родохрозитом, мангандоломитом, доломитом, так и сферолиты эллипсоидной, грушевидной, шаровидной, гантелевидной форм. Размеры их варьируют от 0,07 до 0,6 мм. Часть таких зерен, по-видимому, представляет собой литокласты, замещенные карбонатными минералами с преобладанием в стяжении одного из них.



Фиг. 3. Литолого-палеогеографическая схема начала верхнеподъемского времени (поздний рифей)

1 — размываемая суша; 2 — отложения шельфа; 3 — глубоководные отложения; 4 — 6 — соответственно слабое, умеренное и значительное накопление карбонатов марганца; 7 — направление сноса осадочного материала и соединений марганца; 8 — вулканы; 9 — зона современного распространения отложений; 10 — разрывные нарушения, влиявшие на обстановки седиментации

Туфопесчаники почти повсеместно локализованы в кровельной части пачки, где образуют пласт изменчивой мощности (от 0,7 в скв. 28 до 26 м в скв. 9910—10614). Они также интенсивно гидрохимически переработаны и местами замещены рудными карбонатами.

Содержания марганца по разрезу резко меняются, имея тенденцию роста в средней и верхней частях пачки по мере эпигенетического накопления доломит-родохрозитовой ассоциации.

Приведенные данные дают основания для выводов об условиях образования марганценосной пачки начала верхнеподъемского времени. В начале этапа тектонической дифференциации Вороговского прогиба произошла структурная перестройка. Крупный мелководный бассейн, в котором отлагались доломиты, превратился в менее крупный, с островами и расчлененным рельефом дна. На суше действовали вулканы, поставлявшие в море пирокластический материал риолитового состава. Вулканические постройки нами предполагаются над штоками гранитов Кутукас-Березовского поднятия (фиг. 3). Осаждаясь в воду, пирокластита подвергалась гидрохимической переработке. Глубины моря были значительными (батимальная зона), о чем свидетельствуют параллельная ленточная слоистость, повышенное содержание органики, тонкая вкрапленность пирита. В то же время осадок накапливался выше границы карбонатной компенсации.

Изменчивость мощностей вулканогенно-терригенных отложений можно объяснить неровностями дна бассейна, примыкающего к подводному склону. Наличие барьеров обеспечивало разную степень заполнения впадин. Марганец поступал в осадок в виде взвесей и накапливался в более значительных содержаниях там, где разбавление терригенным и пирокластическим материалом было относительно малым. Источники рудного вещества располагались со стороны западного берега. Иловые воды растворяли рудные взвеси, происходи-

ло конвективно-диффузионное перераспределение марганца, который связывался в осадок при достижении предела насыщения карбонатных фаз (родохрозит, мангандоломит, манганокальцит).

В целом рудная пачка отражает единый регрессивный ритм. По мере развития регрессии привнос марганцем возрастал. Предполагается вулканогенно-осадочный первоисточник последнего, так как накопление марганценосных отложений и пирокластики происходило одновременно и поступали они со стороны суши.

В дальнейшем произошла очередная перестройка палеогеографических условий. Рассматриваемая площадь быстро опустилась ниже уровня карбонатонакопления, поступление терригенного материала почти прекратилось, а размеры пирокластики снизились до мелкоалевролитовых – пелитовых. В этих условиях шло накопление пачки туфофанитов. Эти отложения немарганцовистые, так как отсутствовали условия для связывания карбонатов марганца в осадке.

Список литературы

1. Гурвич Б.М., Грибов Е.М., Рахманов В.П. Углеродсодержащая марганцевоносная формация // Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982. С. 47–58.
2. Мкртычян А.К., Цыкин Р.А., Саваньяк Ю.В. Марганценосность Енисейского кряжа // Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980. С. 205–210.
3. Мстиславский М.М., Потконен Н.И. Порожинское месторождение марганца в Енисейском кряже // Геология руд. месторождений. 1990. № 3. С. 82–95.
4. Пасашикова Г.К., Цыкин Р.А., Костененко Л.П., Свиридов Л.И. Порожинский марганцево-рудный район Вороговского прогиба (Енисейский кряж) // Проблемы геологии и металлогении Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1989. С. 23–46.
5. Постельников Е.С. Байкальский орогенез. М.: Наука, 1973. 126 с.
6. Усталов В.В. Некоторые особенности строения подъемской свиты верхнего рифея на Енисейском кряже // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1980. № 1. С. 71–74.
7. Цыкин Р.А. Особенности мезозойско-кайнозойского гипергенеза в марганцево-рудном Порожинском районе (Енисейский кряж) // Геология руд. месторождений. 1992. № 5. С. 73–79.

Красноярский институт
цветных металлов

Поступила в редакцию
24.XI.1992

УДК 552.124.4(265/266)

©1993 Скорнякова Н.С., Свальнов В.Н., Мухим В.В.

ПОГРЕБЕННЫЕ КОНКРЕЦИИ ВОСТОЧНОЙ ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЗОНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Приведена характеристика строения и состава конкреций в толще плейстоценовых осадков, по времени события захоронения погребенных конкреций рассчитаны скорости их роста. Наличие крупных погребенных конкреций, различие текстуры и состава рудного вещества поверхностных и погребенных конкреций свидетельствуют в пользу нескольких этапов формирования конкреций в плейстоцене.

Данные о погребенных конкрециях приэкваториальной зоны Тихого океана содержатся в работах [7, 8–10, 16, 19, 24, 30, 36–38 и др.]. Дж. Глесби [24], анализирувавший распространение конкреций в кернах глубоководного бурения, обнаружил приуроченность большей части погребенных конкреций к северной экваториальной зоне Тихого океана. Ранее Х. Менард [30] отмечал обилие конкреций в восточной части приэкваториальной зоны.

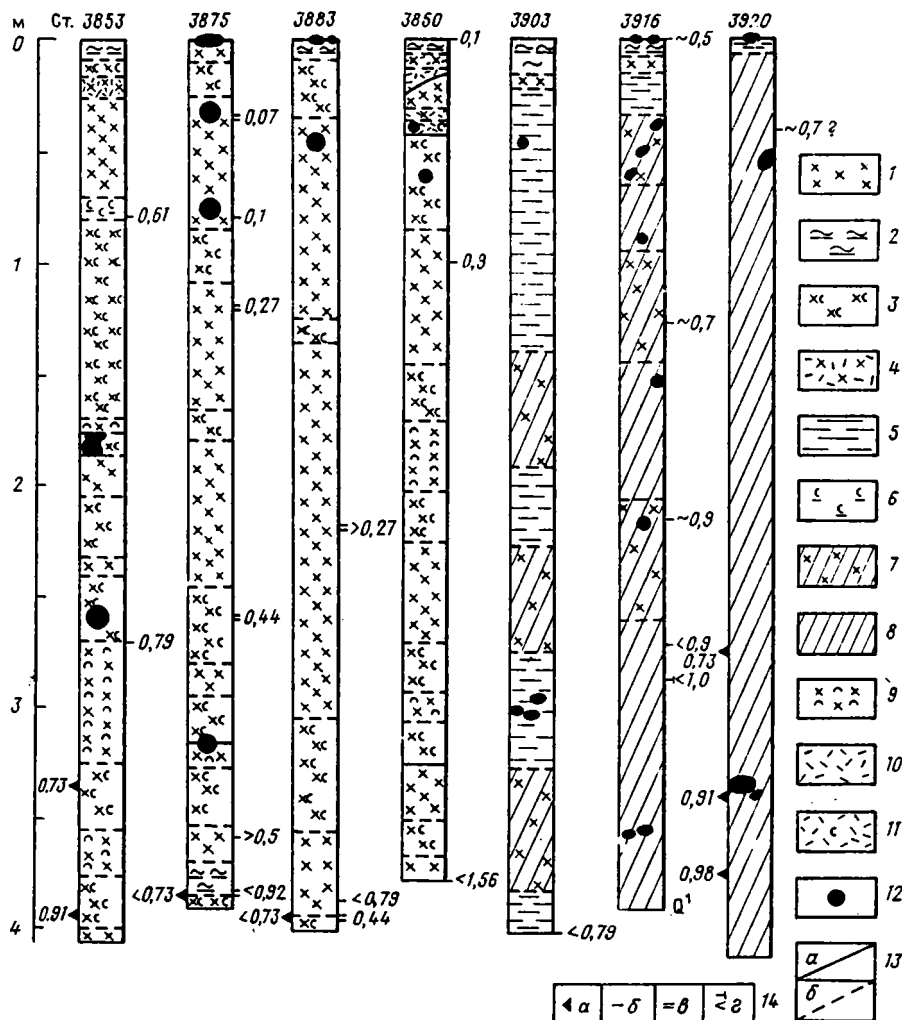
В рудной провинции Кларион-Клиппертон по данным бурения конкреции встречаются в осадках от среднего эоцена до плейстоцена [16, 24]. В экспедициях на судах "Вахине", "Витязь", "Дмитрий Менделеев", "Вальдивия", "Зонне" и др. в рудной провинции Кларион-Клиппертон конкреции были обнаружены в толще осадков от низов миоцена до плейстоцена [9, 16, 36, 37 и др.]. Вмещающие конкреции осадки представлены здесь глинисто-кремнистыми илами и пелагическими глинами, реже – карбонатными илами. В крайней восточной части приэкваториальной зоны (в Гватемальской и Перуанской котловинах) конкреции обнаружены в толще кремнисто-глинистых илов плейстоценового возраста [21, 39, 40].

В настоящей статье рассмотрены данные по погребенным конкрециям, полученным с помощью прямооточной трубки УТ-73 диаметром 127 мм в 41-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" в восточной части рудной провинции Кларион-Клиппертон и Гватемальской котловине (табл. 1, фиг. 1).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Состав осадков, вмещающих конкреции, изучался под микроскопом в постоянных препаратах. Возраст отложений определялся микропалеонтологическим (диатомовый и кокколитовый анализы) и палеомагнитным методами.

Возрастные реперы в донных отложениях тропических широт по диатомеям и нанопланктону зафиксированы в обширном фактическом материале и базируются на необратимых эволюционных и экологических изменениях их таксономического состава в толще осадков, выражающихся в появлении одних (УП) и вымирания других таксонов (УПН), а также в кратковременном расцвете отдельных форм (УО). Абсолютные датировки временных уровней и их последо-



Фиг. 1. Литолого-стратиграфическое расчленение колонок осадков восточной приэкваториальной части Тихого океана

1 — глинисто-радиоляриевый ил; 2 — то же, обогащенный диатомеями; 3 — то же, слабоизвестковистый; 4 — то же, туфитовый; 5 — радиоляриево-глинистый ил; 6 — то же, слабоизвестковистый; 7 — миопелагическая глина, обогащенная радиоляриями; 8 — миопелагическая глина; 9 — известковисто-глинистый ил, обогащенный радиоляриями; 10 — тефра; 11 — то же, слабоизвестковистая; 12 — железомарганцевая конкреция; 13 — границы раздела (а — резкая, б — постепенная); 14 — возрастная датировка по данным: а — палеомагнитных измерений; б — диатомового анализа, в — кокколитоидового анализа, г — радиоляриевого анализа

вательность во времени были установлены с помощью данных палеомагнитной стратиграфии и ядерной геохронологии.

В настоящей статье для оценки возраста осадков по диатомеям использованы 10 датировочных уровней [1]: 1,56 млн. лет — УПН *Rhizosolenia praebergonii* v. *robusta*; 1,0–0,92 — зона кратковременного развития *Rhizosolenia matujamai*; 0,98–0,91 — УО *Mesocena elliptika* [5]; 0,79 — УПН *Mesocena elliptika*; 0,745 — УО *Thalassiosira oestrupii* (мелкие формы); 0,73 — УПН *Nitzschia fossilis*; 0,63 — УПН *Nitzschia reinholdii*; 0,61–0,62 — УО *Roperia tessellata ovata*; 0,6–0,5 — УПН *Nitzschia*

Погребенные конкреции восточной приэкваториальной части Тихого океана

Номер станции	Координаты	Глубина, м	Морфология и размеры конкреций, см	Морфология и размеры конкреций, см	Вмещающие осадки					
					Литологическая характеристика	Возраст		Скорость осадконакопления		
						гор, см	млн лет:	мощность слоя, см	мм/1000 лет	
Рудна провинция Клариион-Клиппертон										
3920	14°39,3' с.ш.	4495	0	fEbr 5×4,5×3,5	Радиоляриево-глинистый ил, светло-коричневый	30	0,71	30	~0,43*	
	126°00,8' з.д.		50—54	fDr 5×4×2,5	Миопелагическая глина, коричневая, мраморовидная	275	0,73	275	3,8***	
			330—336	fEDbr/s 8×5×4,5	То же, палевая	337	0,91	62	3,4***	
			340—342	Tbr 2×1,5×0,5	То же	375	0,98	38	5,4***	
3916	13°30,0' с.ш. 126°00,6' з.д.	4560	0	Ts 4×3×1; 3×2×1	Глинисто-радиоляриевый ил	0	0,5	—	—	
					обогащенный диатомеями, коричневый	130	0,7	130	6,5*	
					Миопелагическая глина, обогащенная радиоляриями	215	0,79	85	9,2*	
					светло-коричневая, мраморовидная	270	0,9	55	5,0*	
					То же	290	>1,0****			
					То же					
					То же					
					Миопелагическая глина светло-коричневая					
					То же, коричневая					
					То же, обогащенная радиоляриями					
					То же					
					50	Br 4×3×2				
					60	IDr <2				
					90	Ir 2×2,5				
		147—152	IEr 5×3,5×3							
		215—218	IDr 3×4×1,5							
		353	IF ₃ <2							

3903	13°59,9' с.ш. 112°31,2' з.д.	3970	45	IDr 2	Радиоляриново-глинистый ил коричневый	380	0,79	380	4,8*
			291—294 300—303	Dr 3 IDr прс пош 2—3 "	То же				
<i>Гватемальская котловина</i>									
3850	6°37,5' с.ш. 93°21,0' з.д.	3600	30—34 55—62	ITr 3×3,5×0,8 SEr/s 7×6×3	Тефра слабоизвестковистая Глинисто-радиоляриновый ил слабоизвестковистый коричневый, мраморовидный	0 100	0,1 0,9	— 100	— 1,2*
3853	6°32,2' с.ш. 92°48,5' з.д.	3595	175—185	ISbr 10×10×11	Глинисто-радиоляриновый ил, слабоизвестковистый светло- коричневый, мраморовидный	80 270	0,6 0,79	— 190	— 10,0
3875	6°00,3' с.ш. 92°48,5' з.д.	3610	255—266 0	ISbr/s 11×10×10 IBr/s 9×6×4	То же, коричневый Глинисто-радиоляриновый ил темно-коричневый	35 80	0,07 0,1	35 45	5*** 15*
			27—34 66—74 310—318	ISbr 7×7×7 ISbr 9×8×8 ISbrs 9×9×9	То же " Глинисто-радиоляриновый ил слабоизвестковистый светло-коричневый	120 270 360	0,27 0,44 >0,5	40 150 90	2,3** 8,9** 15
3883	6°30,1' с.ш. 93°00,1' з.д.	3610	0	EsR/s 4×4×3 Br/s 6×5×4,5	Глинисто-радиоляриновый ил, обогащенный диато- меями, темно-коричневый	220	0,27	220	8,3**
			50—54	ISr 6×6×6	То же				

*По данным диатомового анализа (см. фиг. 1). **По данным кокколитового анализа. ***По данным палеомагнитных определений. ****По данным радио-
ляринового анализа.

Химический состав погребенных конкреций рудной провинции Клармон-Клишпертон

Номер станции, горизонт, см	Морфотип конкреций	Характер анализируемой пробы	Al	Si	Mg	K	Ca	Ti
3920—0	Eb s/r	Средняя проба	2,59	7,65	1,83	0,81	1,70	0,34
50—54	Dr	То же	2,75	8,46	1,83	0,74	1,85	0,35
330—336	Dbs/r	"	2,33	7,31	1,80	0,78	1,83	0,65
345	Tb s/r	"	4,11	—	1,13	1,08	0,736	0,42
3916—0	Ts	"	—	—	1,87	—	—	0,57
0	ITs	"	2,44	11,0	2,03	0,8	1,17	0,66
37	Ifs	"	—	—	—	—	—	0,14
50—53	Er	"	3,19	11,02	1,88	1,18	1,17	0,31
60—62	IDr	"	2,54	7,33	2,08	0,95	1,34	0,38
90—92	Ir	"	2,21	6,63	1,97	0,99	1,37	0,3
147—153	a IEr	Верх	—	—	1,66	—	—	0,39
147—153	b "	Низ	—	—	1,77	—	—	—
147—153	в "	Средняя	2,24	6,7	1,87	0,89	1,39	0,36
215—218	IDr	То же	2,59	8,41	2,06	0,96	1,28	0,37
353	"	"	3,93	22,35	1,72	1,83	0,50	0,28
3903—45	Dr	"	—	—	1,96	—	—	—
300—305	IDr	"	2,23	7,17	1,67	0,66	1,20	0,37

Примечание. Содержания Li и Cd приведены в $10^{-4}\%$, остальных элементов — в процентах. Номера станций выделены полужирным шрифтом.

prolongata и *Thalassiosira leptopus elliptica*; 0,35—0,3 — УПН *Thalassiosira plicata*; 0,1—0,08 — УПН *Coscinodiscus pseudoincertus*.

Соответствующие датировочные уровни по комплексам кокколитов — 0,07, 0,27, 0,44, 0,92 млн лет [22] определены в колонках ст. 3875 и 3883 [4]. Палеомагнитные определения выполнены Ю.Ю. Ивановым; датировочные уровни соответствуют данным Е. Манкина, Г. Далримпла [29].

В каждой из встреченных в колонках конкреций измеряли максимальный и минимальный диаметры, анализировали состав ядра, характер поверхности и текстурно-структурные особенности строения (в полированных шлифах). Конкрекции обычно распиливали на две половины, одну из которых использовали для изготовления шлифов и последующих послойных минералогических и химических анализов, вторую — для отбора проб на химические анализы. Обычно анализировали среднюю пробу рудной оболочки конкреции. Для части конкреций отбирали отличающиеся по отражательной способности слои (табл. 2, 3). Полный силикатный анализ конкреций выполнялся на рентгеноспектральном флуоресцентном приборе VRA-20 фирмы "Карл Цейс" (аналитик Т.Г. Кузьмина). Определение Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Mo, V, Li, Cd проведено на атомно-абсорбционном спектрофотометре фирмы "Перкин-Элмер" в пламенном варианте (аналитик Н.Н. Завадская).

Скорости роста конкреций рассчитаны по возрасту вмещающих конкреции осадков и величине Mn/Fe [26, 28]. Исходя из общепринятого представления о росте конкреций на поверхности (преимущественно седиментационных) или в самом поверхностном полужидком слое осадков (диагенетических) формирование конкреций могло начаться с момента захоронения предыдущей конкреции (по крайней мере крупной). Время события (моменты) захоронения и соответственно продолжительность роста вышележащей конкреции рассчитывается

восточной части радиоляризового пояса Тихого океана

Fe	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Mo	V	Li	Cd	Mn/Fe
5,75	21,15	0,23	2,32	1,22	0,157	—	—	—	—	—	4,7
4,68	27,32	0,27	1,60	1,41	0,154	—	—	—	—	—	5,84
10,31	27,50	0,35	1,07	0,68	0,10	—	—	—	—	—	2,67
6,55	19,63	0,51	0,84	0,79	0,057	0,096	0,025	0,0159	48	8	3,0
12,84	28,16	0,32	1,11	0,65	0,093	0,073	0,062	0,052	78	8	2,11
13,24	19,79	0,25	0,71	0,57	0,060	0,094	0,033	0,047	87	11	1,43
18,8	6,73	0,18	0,23	0,25	0,039	0,02	0,014	0,103	49	1	0,37
7,61	25,71	0,24	1,10	0,76	0,081	0,038	0,049	0,49	118	13	3,37
6,82	31,83	0,26	1,17	0,84	0,076	0,043	0,054	0,053	129	14	4,68
6,42	34,89	0,23	1,07	1,02	0,093	0,036	0,059	0,065	102	18	5,43
6,52	32,03	0,19	0,89	1,02	0,095	0,034	0,049	0,032	347	13	4,9
4,84	35,30	0,15	1,33	1,06	0,103	0,036	0,047	0,039	328	13	7,3
7,61	32,64	0,23	1,23	0,98	0,094	0,040	0,064	0,086	90	16	4,29
7,71	28,97	0,30	1,09	0,95	0,070	0,047	0,05	0,069	91	12	3,75
10,08	5,10	0,084	0,13	0,20	0,040	0,018	0,008	0,06	74	1	0,51
8,50	30,81	0,10	1,25	0,89	0,132	0,028	0,063	0,049	134	21	3,62
8,92	26,62	0,13	0,79	0,77	0,075	—	—	—	—	—	2,99

по средним скоростям осадконакопления за определенный возрастной интервал (см. табл. 1–4, фиг. 1). Так, в колонке 3920 на гор. 275 см проходит нижняя граница эпохи Брунеса (возраст 0,73 млн лет), скорость осадконакопления за этот период времени составила 3,8 мм/1000 лет (см. табл. 1). Конкреции встречаются на поверхности и в толще осадков (гор. 50–54 см). Исходя из средних скоростей седиментации время захоронения конкреций гор. 50–54 см составляет 0,132 млн лет (50 см: 3,8 мм/1000 лет). С этого момента могло начаться формирование поверхностной конкреции, и тогда продолжительность ее роста составила 0,132 млн лет. Однако надо иметь в виду, что формирование конкреций могло начаться существенно позже момента захоронения погребенной конкреции, а значит, по времени захоронения мы получаем максимальные значения продолжительности роста и соответственно минимальные расчетные величины скорости роста рудных оболочек конкреций.

Д. Хей и В. Марчиг [26] установили систематическую связь между величинами Mn/Fe и скоростями роста конкреций. Исходя из данных изотопного анализа конкреций по ^{230}Th ^{10}Be М. Лайли [28] предложил следующее уравнение расчета скоростей роста конкреций:

$$S = 16,0 \text{ Mn/Fe}^2 + 0,448,$$

где S — скорость роста конкреций, мм/млн лет. Приведенные в табл. 4 скорости роста конкреций получены с использованием этого уравнения.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В восточной части рудной провинции Кларион-Клиппертон, исследованной в 41-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев", погребенные конкреции были обнаружены в толще плейстоценовых осадков трех станций: 3920, 3916, 3903 (см. фиг. 1,

Химический состав погребенных конкреций Гватемальской котловины восточной части

Норме станции, горизонт, см	Морфотип конкреций	Характер ана- лизирован- ной пробы	Al	Mg	K	Na	Ca	Ti
3850								
30-34	Tr	Средняя проба	2,08	2,19	0,60	1,57	1,35	0,14
52-60	Se	"	—	—	—	—	—	—
3853								
175-185	ISb	"	1,35	—	—	—	1,29	—
255-266	Isb	"	1,53	—	—	—	1,17	—
255-266	"	Верх	1,85	—	—	—	1,45	—
255-266	"	Низ	1,15	—	—	—	1,23	—
3875-8	IE	Средняя проба	1,46	1,93	0,66	3,03	1,42	0,07
		Верх	1,58	—	—	—	1,52	—
		Низ	0,65	—	—	—	1,35	—
		МД	0,90	0,94	0,53	3,00	0,86	0,03
		МПД	1,98	1,16	0,63	2,56	0,81	0,09
		МД	1,06	1,4	0,55	3,35	0,81	0,027
27-34	Sbr	Средняя проба	—	2,20	—	—	—	0,12
24-27	"	МД + М	1,22	1,24	0,66	1,95	0,767	0,05
27-34	"	МПД	1,86	1,22	0,63	1,88	0,67	0,10
66-74	Isb	Средняя проба	1,78	—	—	—	1,18	—
66-74	"	МД + М	1,99	2,72	0,77	2,00	1,27	0,11
66-74	"	МПД	1,53	2,66	0,66	1,77	1,18	0,07
310-318	Isb	Средняя проба	1,37	—	—	—	1,04	—
310-318	"	МД + М	1,20	3,02	0,74	2,04	1,16	0,04
310-318	"	МПД	1,53	3,02	0,80	2,16	1,26	0,09
3883-8	Es	Средняя проба	—	2,29	—	—	—	0,07
50-54	Is	То же	1,38	2,25	0,62	1,85	1,11	0,065
50-54	"	МД + М	1,1	2,22	0,62	1,93	1,05	0,03
50-54	"	МПД	1,65	2,28	0,62	1,77	1,18	0,10

Примечание: Содержания Li и Cd приведены в $10^{-4}\%$, остальных элементов — в процентах.

табл. 1). Среди погребенных конкреций преобладают средние и мелкие по размерам (от 2 до 6 см), нередко они частично разрушены. По характеру поверхности и текстурно-структурным особенностям строения и состава это преимущественно диагенетические и седиментационно-диагенетические конкреции с типичными для них величинами Mn/Fe (от 2,5 до 5,8), повышенным содержанием Ni, Cu, Zn и высокими (0,8-1,0) значениями Cu/Ni.

На ст. 3920 (см. табл. 1, фиг. 1 и 2, а) конкреции встречаются на поверхности радиоляриево-глинистых илов и на трех уровнях в толще миопелагических глин до глубины 342 см. По данным палеомагнитных определений, вмещающие конкреции осадки моложе 0,91 млн. лет (события Харамильо). Конкреции с поверхности колонии и с глубин 50-54 и 330-336 см частично разрушены. Конкреция с поверхности — эллипсоидально-ботриoidalная, в максимальном сечении 5 см, с асимметричной структурой поверхности: ее боковая и нижняя поверхности глобулярные, самый верхний выступ гладкий. Асимметрия прояв-

радиоактивного пояса Тихого океана

Fe	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Mo	V	Li	Cd	Mn/Fe
5,94	33,69	0,086	1,06	0,532	0,228	0,006	—	0,052	15	9	5,7
3,28	43,64	0,03	0,795	0,46	0,228	—	—	—	—	—	13,3
1,29	50,77	0,05	0,704	0,21	0,153	—	—	—	—	—	39,75
1,66	47,76	0,062	0,88	0,226	0,174	—	—	—	—	—	28,7
2,53	40,36	0,078	1,36	0,351	0,199	—	—	—	—	—	15,95
0,87	50,45	0,05	0,51	0,353	0,183	—	—	—	—	—	57,9
1,68	46,82	0,018	0,61	0,25	0,21	0,004	0,051	0,036	—	—	27,86
1,84	45,16	0,012	0,759	0,30	0,275	—	—	—	—	—	24,5
0,58	52,22	0,006	0,148	0,13	0,067	—	—	—	—	—	90,0
0,94	44,98	0,005	0,339	0,144	0,126	0,007	0,052	0,0016	13	39	48,0
2,11	38,46	0,006	0,713	0,338	0,225	0,011	0,048	0,0013	11	29	18,2
0,97	41,05	0,009	0,62	0,35	0,29	0,019	0,050	0,0128	14	33	42,2
2,55	43,05	0,03	0,72	0,38	0,155	0,007	0,021	0,046	21	2	16,9
1,17	43,9	0,009	0,546	0,304	0,105	0,007	0,018	0,021	16	9	37,9
2,11	37,91	0,009	0,71	0,353	0,153	0,007	0,018	0,0165	2	9	18,0
2,11	44,99	0,031	0,75	0,162	0,142	—	—	—	—	—	21,32
2,65	41,12	0,029	0,689	0,168	0,167	0,007	0,018	0,0148	18	14	19,3
2,16	34,56	0,03	0,669	0,168	0,164	0,003	0,017	0,046	16	9	11,3
1,78	50,0	0,053	0,75	0,127	0,16	—	—	—	—	—	28,09
1,46	46,42	0,064	0,669	0,187	0,188	0,0013	0,02	0,061	12	11	47,9
2,22	41,37	0,069	0,644	0,157	0,168	0,009	0,016	0,063	11	13	18,6
1,58	49,17	0,02	0,47	0,27	0,186	0,004	—	—	8	5	31,0
2,44	46,03	0,025	0,68	0,343	0,171	0,004	—	0,048	15	7	18,9
1,24	50,02	0,023	0,62	0,364	0,0154	0,004	—	0,052	14	6	40,3
3,64	42,04	0,27	0,77	0,422	0,188	0,004	—	0,044	16	9	11,5

ляется и в мощности рудной оболочки (нижняя более толстая). Подобная асимметрия отмечена и в погребенных конкрециях (гор. 50–54 и 330–336 см). Судя по мощности рудной оболочки ненарушенной части конкреции, ее первичный размер достигал 6,5–7 см в поперечном сечении. Ядром поверхностной конкреции служит в значительной степени замещенная рудным веществом глина (см. фиг. 2, а).

На глубине 50–54 см встречена неправильно-дискоидальная частично разрушенная конкреция с глобулярной поверхностью (в максимальном сечении 5 см). Ядром служит обломок конкреции более ранней генерации (см. фиг. 2, а). Судя по толщине внешней рудной оболочки сохранившейся части конкреции, ее первоначальный размер в максимальном сечении составлял 6 см.

Конкреция с глубины 330–336 см, размером 8×5×4,5 см, дискоидально-эллипсоидальная, частично разрушенная, с асимметрией поверхности (верхняя гладкая), строения и толщины рудной оболочки. Ее ядром служит частично замещенная рудным веществом глина. Исходя из толщины сохранившейся части рудной оболочки ее максимальный диаметр составлял порядка 10–11 см. На

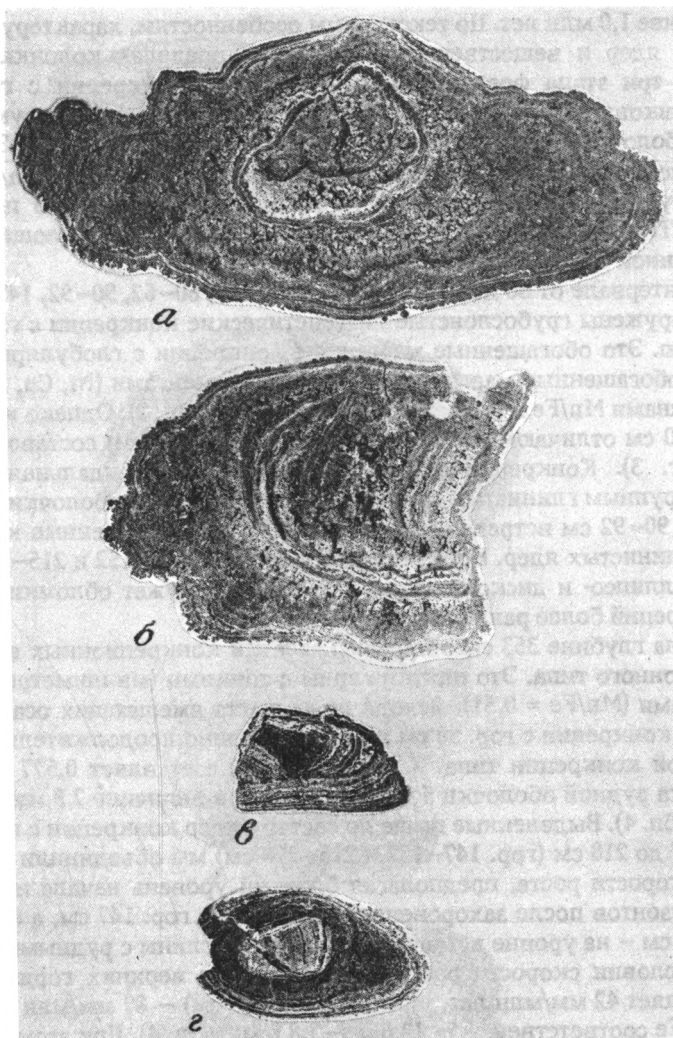
Скорости роста конкреций

Номер станции	Горизонт, см	Время события захоронения конкреций, млн лет	Продолжительность роста, млн лет		Скорость роста конкреций, мм/млн лет		
					по возрасту осадков	по величине Mn/Fe	
3920	0	—	0,132	0,889	189	27	13
	50—54	0,132	0,757		33		20
	330—336	0,889	—		—		—
3916	0	—	0,577	0,288	5	87	2,8
	50—90	0,577	0,145		42		7—13,6
	147—152	0,722	0,068		360 } > 117 }		9
	215—218	0,79	> 0,210				7,8
	353—355	>1,0	—				—
3903	45—47	0,094	0,531	18,4	6,8		
	291—305	0,625	—	—	—		
3850	30—34	0,340	0,200	87	14,6		
	55—62	0,540	—	—	107		
3853	175—185	0,695	0,08	690	487		
	255—266	0,775	—	—	279		
3875	0	—	0,054	830	252		
	27—34	0,054	0,037	946	106		
	66—74	0,091	0,376	119	176		
	310—318	0,467	—	—	251		
3835	0	—	0,062	480	304		
	50—54	0,062	—	—	124		

глубине 340—342 см встречена мелкая таблитчатая конкреция неправильной формы, возможно, это захороненная разрушенная часть рудной оболочки конкреции с гор. 330—336 см.

По величине Mn/Fe и содержанию малых элементов конкреции ст. 3920 четко делятся на две группы: верхние (горизонты 0 и 50—54 см) отличаются высокими (4,7—5,84) значениями Mn/Fe и суммарными содержаниями Ni + Cu (2,54—3,0%). В более древних конкрециях с гор. 330—336 и 340—342 см величина Mn/Fe снижается до 2,6—3,0, а сумма Ni + Cu — до 1,60—1,75 (см. табл. 2).

Для колонки 3920 минимальные скорости роста по времени события захоронения (конкреции могли начать свой рост существенно позже захоронения предыдущего слоя) можно рассчитать для конкреции с поверхности осадка и с горизонта 50—54 см. Время события захоронения с горизонта 50—54 см составляет 0,132 млн. лет; для горизонта 50—54 см — 0,889 млн лет. Исходя из размеров конкреций (расчет ведется по максимальному радиусу, см. табл. 1) и времени их роста скорость роста поверхностной конкреции составляет 189 мм/млн. лет, а с гор. 50—54 см — 33 мм/млн лет. Полученные данные для поверхностной конкреции существенно превышают скорость роста по Mn/Fe, но довольно хорошо согласуются с данными по конкреции с гор. 50—54 см (соответственно 13 и 20 мм/млн лет, см. табл. 4). Однако, судя по сходству химического состава этих двух конкреций, небольшому превышению первоначального размера (до разрушения) поверхностной конкреции (6,5—7 см при 6 см на гор. 50—54 см), можно предположить начало их формирования примерно в одно и то же время, после захоронения крупной конкреции гор. 330—336 см. В этом случае скорость роста



Фиг. 2. Внутреннее строение конкреций ст. 3920 и 3903

Полированные шлифы: а — ст. 3920, гор. 0, увел. 1,8; б — то же, гор. 50–54, см. увел. 1,2; в — ст. 3903, гор. 0, увел. 1,1; г — то же, гор. 303–305 см

этих двух конкреций составляет 27 мм/млн лет, что довольно хорошо согласуется с величинами по Mn/Fe . Последующее погребение конкреции с гор. 50–54 см могло быть связано как с биотурбацией, так и с деятельностью придонных течений. Аналогичное явление, по-видимому, имеет место и в колонке ст. 3916.

На ст. 3916 конкреции встречаются на поверхности и в ряде горизонтов в толще осадков. Поверхностные конкреции залегают на глинисто-радиоляриевых илах с комплексом диатомей возрастом примерно 0,5 млн лет (см. табл. 1). Ниже конкреции приурочены к миопелагическим глинам моложе 0,79 млн лет (см. фиг. 1). На глубине 353–355 см встречен прослой угловатых плиток глины с тонкой рудной корочкой. По данным радиоляриевого анализа (определения С.Б. Кругликовой), возраст вмещающих их миопелагических глин (ниже

290 см) древнее 1,0 млн лет. По текстурным особенностям, характеру поверхности, природе ядер и вещественному составу в пределах колонки отчетливо выделяются три этапа формирования конкреций. Конкреции с поверхности осадка лепешковидные, имеют тонкослоистую (ТКС) асимметричную по толщине рудную оболочку 1–4 мм (см. фиг. 3) и крупные глинистые ядра. Это типично седиментационные конкреции с низкими (1,43–2,11) величинами Mn/Fe и малым (1,28–1,76) суммарным содержанием Ni и Cu при относительно повышенном содержании Ti и Pb (см. табл. 2). На глубине 37 см встречен уплощенный обломок уплотненной глины с тонкой железистой корочкой.

Ниже, в интервале от 50 до 218 см (на гор. 50–53, 60–62, 90–92, 147–153, 215–218 см), обнаружены грубослоистые диагенетические конкреции с глобулярной поверхностью. Это обогащенные марганцем конкреции с глобулярной поверхностью. Это обогащенные марганцем и малыми элементами (Ni , Cu , Zn) конкреции с величинами Mn/Fe в пределах 3,37–5,43 (см. табл. 2). Однако конкреции с глубин 50–90 см отличаются от ниже лежащих (147–218 см) составом ядер (см. табл. 1, фиг. 3). Конкреция с гор. 50–53 см эллипсоидальная, размером 4×3×2 см, с крупным глинистым ядром и толщиной рудной оболочки 5–6 мм. На гор. 60–62 и 90–92 см встречены мелкие (2–2,5 см) разрушенные конкреции с реликтами глинистых ядер. Конкреции с горизонтов 147–152 и 215–216 см соответственно эллипсо- и дискоидальные, их ядрами служат обломки диагенетических конкреций более ранней генерации.

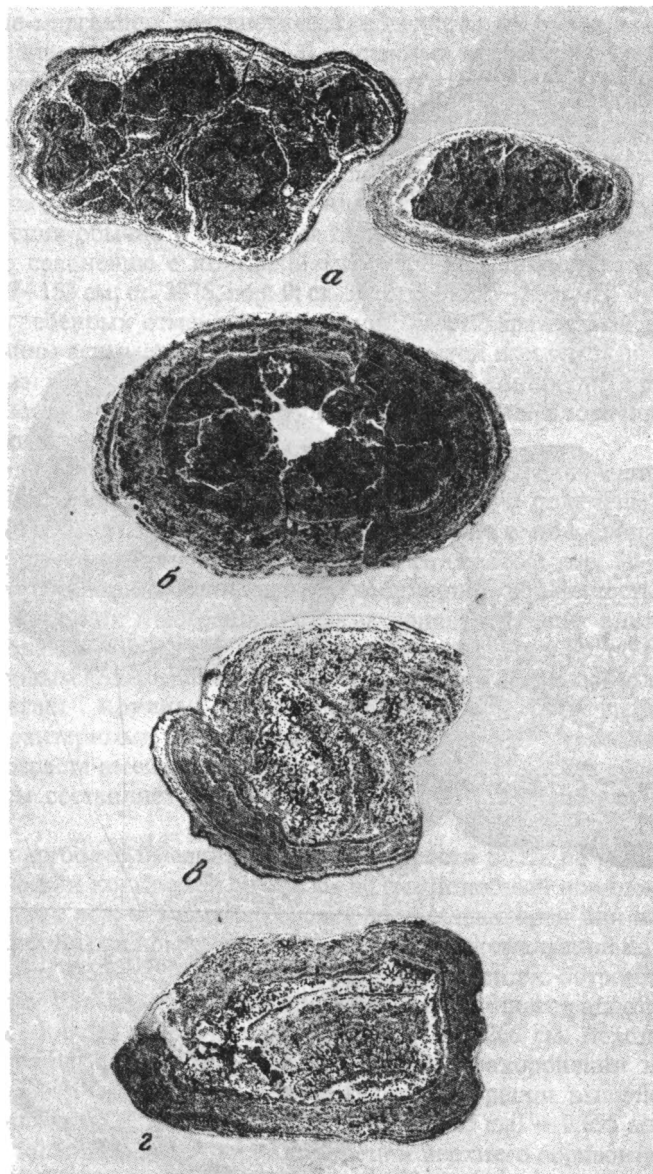
Наконец, на глубине 353 см встречены зачатки конкреционных образований седиментационного типа. Это литки глины с тонкими (миллиметровыми) рудными пленками ($Mn/Fe = 0,51$). Исходя из возраста вмещающих осадков время захоронения конкреции с гор. 50 см и соответственно продолжительность роста поверхностной конкреции типа "С" (см. табл. 4) составляет 0,577 млн лет, а скорость роста рудной оболочки 5 мм/млн лет, при величине 2,8 мм/млн лет по Mn/Fe (см. табл. 4). Выделенные выше по составу ядер конкреции с глубин от 50 до 90 и от 147 до 218 см (гор. 147–152 и 215–218 см) мы объединили при расчете времени и скорости роста, предполагая близкий уровень начала их роста для верхних горизонтов после захоронения конкреции с гор. 147 см, а конкреции с гор. 147 и 215 см – на уровне встречаемости плиток глины с рудными пленками. При таком условии скорости роста конкреций для верхних горизонтов (50–90 см) составляет 42 мм/млн лет, нижних (147–215 см) – 87 мм/млн лет, при величинах Mn/Fe соответственно 7–13,6 и 9–7,8 (см. табл. 4). При этом надо иметь в виду, что возраст осадков с гор. 353 см существенно более 1 млн лет (см. фиг. 1) и соответственно скорости роста конкреций с глубин 147 и 215 см примерно вдвое ниже и, по-видимому, близки к интервалу 50–90 см.

В колонке ст. 3903 конкреции встречаются в толще радиоляриево-глинистых илов плейстоценового возраста, моложе 0,79 млн лет (см. табл. 1, фиг. 1), на горизонтах 45, 291–294 и 300–304 см. Это мелкие (2–3 см в максимальном сечении) диагенетические конкреции.

На гор. 45 см встречен обломок (<2 см) диагенетической конкреции с ядром, сходным по строению и составу с рудной оболочкой разрушенной конкреции (см. фиг. 2, б).

На гор. 291–294 см встречена дискоидальная конкреция (3 см в диаметре), ядром которой служит обломок диагенетической конкреции более ранней генерации.

На гор. 300–305 см обнаружен прослой дискоидальных конкреций, сходных по строению, составу и характеру ядер с встреченными на гор. 291–294 см. При расчете времени скоростей роста поверхностной конкреции мы объединили эти два горизонта. Скорость роста конкреций с гор. 45 см по возрасту вмещающих осадков составляет 18,4 мм/млн лет, по величине Mn/Fe – 6,8 мм/млн лет.

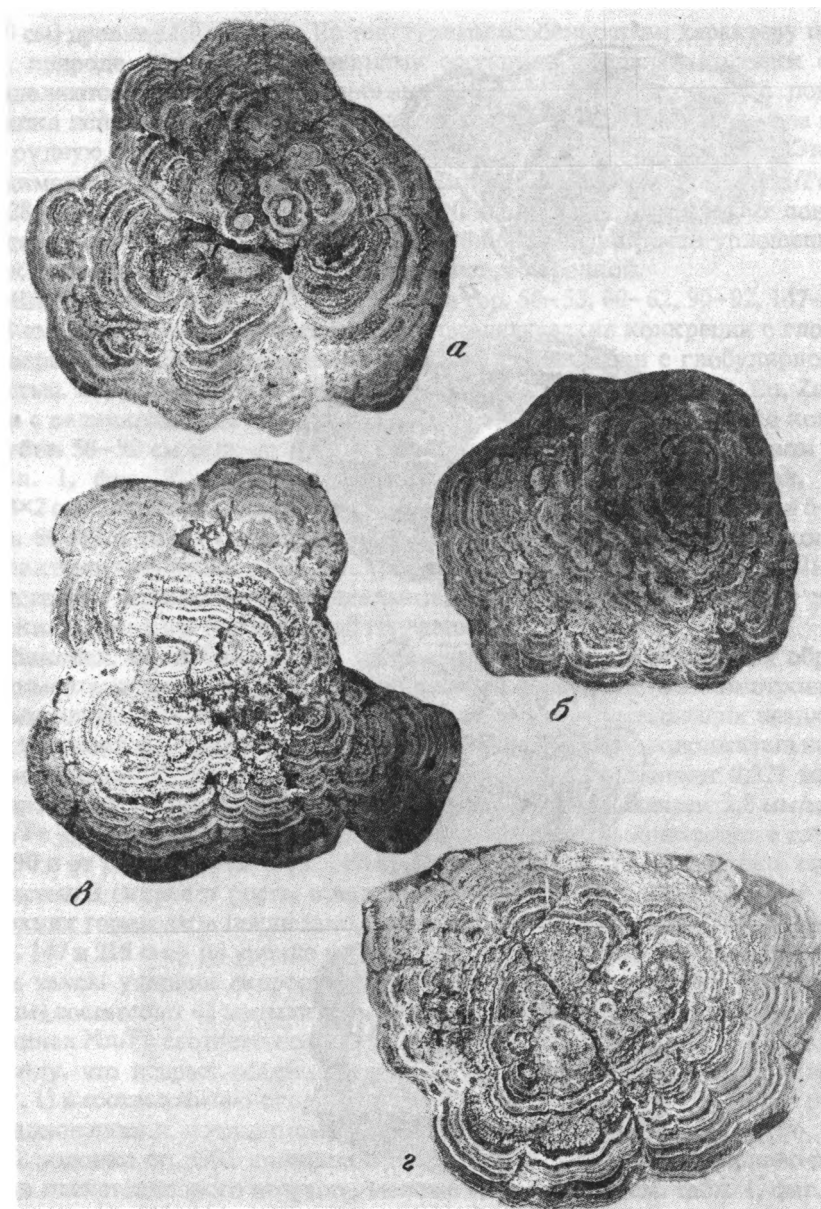


Фиг. 3. Внутреннее строение конкреций ст. 3916 (фотографии выполнены Т.Ю. Успенской)

Полированные шлифы, увел. 1,4; а — гор. 0; б — гор. 50–53 см; в — 147–152 см; г — гор. 215–220 см

В южной части Гватемальской котловины погребенные конкреции встречаются в толще глинисто-радиоляриевых илов или их слабоизвестковистых разновидностей. Возраст вмещающих конкреции осадков плейстоценовый, моложе 0,79 млн лет (см. фиг. 1).

Погребенные конкреции Гватемальской котловины преимущественно крупные, обычно более 6 см в диаметре (максимально до 11 см). При этом на ст. 3853 и 3875 все конкреции крупные, а в колонках 3850 и 3883 отмечено возрастание



Фиг. 4. Внутреннее строение конкреций ст. 3875

Полированные шлифы, увел. 1,4; а — гор. 0; б — гор. 27–34 см; в — гор. 66–74 см; г — гор. 310–318 см

из размеров с глубиной (см. табл. 1). Ядрами конкреций служат обломки древних конкреций ранней генерации или железомарганцевые микростяжения.

Поверхностные и погребенные конкреции Гватемальской котловины по текстурно-структурным особенностям и составу сходны между собой, но отличны от конкреций рудной провинции Кларион-Клиппертон (см. фиг. 2–4). Это резко

обогащенные марганцем диагенетические конкреции с величиной Mn/Fe от 10 до 39 (по средним пробам, см. табл. 3), с низкими величинами малых элементов, снижающимися с возрастанием значений Mn/Fe [12, 29]. Они имеют грубослоисто-циклическое строение, созданное чередованием массивных (М), массивно-дендритовых (МД) и массивно-пятнисто-дендритовых (МПД) слоев (см. фиг. 4) [15]. Крупные конкреции Гватемальской котловины отличаются асимметрией поверхности (шероховатый верх и гладкий низ), мощности рудной оболочки (нижняя часть конкреции обычно в 1,5–3 раза больше верхней) и химического состава, обратной по сравнению с конкрециями Клария-Клиппертон (см. табл. 4, ст. 3916, гор. 147–153 см; ст. 3875, гор. 0; ст. 3853, гор. 255–266 см).

Среди погребенных отмечены конкреции как с характерной для Гватемальской котловины асимметрией, так и с шероховатой или гладкой со всех сторон поверхностью. Наличие в пределах одной колонки конкреций с разной структурой поверхности, по-видимому, свидетельствуют о переворачивании части из них илюдами во время роста на поверхности осадка.

Конкреции Гватемальской котловины существенно различаются и по скоростям роста. При этом повышенные значения скоростей получены для этих конкреций как по возрасту вмещающих осадков, так и по величине Mn/Fe (см. табл. 4). Исключение составляет конкреция со ст. 3850, гор. 30–34 см. Это небольшая лепешковидная конкреция с глобулярной поверхностью и типичным для диагенетических конкреций приэкваториальной зоны внутренним строением (чередование МД- и ТСД-слоев) и содержанием Mn и Fe , но с более низким (1,5%) суммарным содержанием $Ni + Cu$ (см. табл. 4). Ниже по колонке (гор. 52–60 см) залегает крупная (7×6×5 см) эллипсоидально-шаровидная конкреция с характерными для гватемальских конкреций строением и составом. Исходя из возраста вмещающих конкреций осадков скорость роста конкреции с гор. 30–34 см составляет 79 мм/млн лет при 14,6 мм/млн лет по Mn/Fe (см. табл. 4).

Существенно более высокая величина скорости роста по Mn/Fe (107 мм/млн лет) получена для конкреции с гор. 55–60 см. Подобный порядок повышенных (120–487 мм/млн лет) значений скорости роста характерен для всех изученных нами поверхностных и погребенных конкреций Гватемальской котловины.

В колонке ст. 3853 погребенные конкреции шаровидно-ботроидальной формы (11 см в максимальном сечении) встречены в глинисто-радиоляриевых илах моложе 0,79 млн лет на глубинах 175–185 и 255–266 см. Исходя из скорости осадконакопления (см. табл. 1) время события захоронения нижнего (255–266 см) горизонта (возможного начала роста конкреции вышележащего горизонта) составляет 0,775 млн лет, верхнего (175–185 см) – 0,695 млн лет. Максимальная продолжительность роста конкреции верхнего горизонта равна 80 тыс. лет, и минимальная скорость ее роста – 690 мм/млн лет, близкая величина (487 мм/млн лет) скорости получена для этой конкреции и по значению Mn/Fe .

На ст. 3875 крупные шаровидно-ботроидальные и шаровидно-эллипсоидально-ботроидальные конкреции (7–9 см в максимальном сечении) встречены на поверхности и трех горизонтах плейстоценовых (моложе 0,5 млн лет) глинисто-радиоляриевых илов. Минимальные скорости роста (конкреции могли начать свой рост существенно позже захоронения предыдущего слоя) можно рассчитать для конкреций с поверхности и двух захороненных горизонтов – 27–34 и 66–74 см (см. табл. 4). По возрасту вмещающих осадков и времени события захоронения скорость роста поверхностной конкреции составляет 830 мм/млн лет, гор. 27–34 см – 946 мм/млн лет и гор. 66–74 см – 119 мм/млн лет, при значении скоростей роста по величине Mn/Fe соответственно 252, 106 и 176 мм/млн лет.

Анализ колонок, собранных в экспедициях НИС "Витязь", "Даунвинд", "Эл-танин" и некоторых других в Тихом океане, привел нас уже давно к выводу о том, что широкое распространение конкреций не является феноменом только современной эпохи [10]. Этот вывод получил основательное подтверждение в материалах бурения [17, 24, 30], вскрывшего конкреции в отложениях от эоцена до плейстоцена. Закономерности распространения конкреций на поверхности дна свидетельствуют об их формировании преимущественно в условиях низких скоростей седиментации [10, 18, 33]. Средние скорости осадконакопления в пределах радиоляриевой зоны Тихого океана колеблются в пределах 1–3 мм/1000 лет [6], конкретные скорости накопления осадков по точкам варьируют от нулевых значений до 6 мм/1000 лет [8]. При этом повышенные значения продуктивности конкреций ассоциируют здесь со скоростями осадконакопления 1–2 мм, а нередко менее 1 мм/1000 лет [9].

Но даже столь медленные темпы седиментации на два-три порядка выше скоростей роста конкреций (миллиметры в млн лет, см. табл. 1 и 3) [2]. Исходя из крайне низких скоростей роста конкреций Г. Глесби [24] связал начало их формирования в северной приэкваториальной зоне Тихого океана с нижнемиоценовым перерывом осадконакопления, обусловленным интенсификацией циркуляции и высокими скоростями течений придонных антарктических вод.

Точки зрения о древности большинства поверхностных конкреций придерживается и У. Стакелберг [36–38]. По мнению этого автора, конкреции на поверхности осадков рудной провинции Кларион-Клиппертон "иностранцы", начавшие свое формирование в периоды третичных (от олигоцена до позднего плиоцена) перерывов. Аргументов в пользу этого служит сходство состава и строения ядер (обломки седиментационных конкреций) поверхностных и погребенных конкреций и увеличение вверх по разрезу колонки мощности внешней рудной оболочки конкреций и соответственно увеличение размеров поверхностных конкреций.

В изученных нами колонках их рудной провинции Кларион-Клиппертон и Гватемальской котловины погребенные конкреции встречены в плейстоценовых, преимущественно верхнеплейстоценовых осадках. Ни в одной из этих колонок погребенные конкреции не связаны с явными перерывами седиментации; то же самое ранее отмечалось и для погребенных конкреций Перуанской котловины, где они также приурочены к обогащенным кремнеземом плейстоценовым илам [40]. Как видно из табл. 1 и 4, скорости осадконакопления и роста диагенетических конкреций, полученные расчетными методами (по времени захоронения и по Mn/Fe), возрастают с запада на восток, от рудной провинции Кларион-Клиппертон к Гватемальской котловине. Аналогичная тенденция отмечена и по данным изотопии.

Наличие погребенных конкреций в четвертичных осадках и высокие скорости их роста впервые для Гватемальской котловины были отмечены по материалам полигона MANOP-H [21]. В подавляющем большинстве полученных ударной трубкой колонок этого полигона на глубинах 40–50 см были встречены конкреции диаметром 6 см и более. Возраст подстилающих конкреций, обогащенных карбонатом осадков, предположительно составляет 60–100 тыс. лет; скорости роста конкреций по событию захоронения – 1200 мм/10⁶ лет. Определение скорости роста этих конкреций по изотопам урана (^{230}Th , $^{230}Th/^{232}Th$, ^{231}Pa) дало величины 50–200 мм/млн лет [21], а по величине Mn/Fe – порядка 30 мм/млн лет (для верхней) и 1050 мм/млн лет (для нижней части конкреций) [28] при средних величинах скорости роста погребенных конкреций, по нашим данным, 107–487 мм/млн лет (см. табл. 4).

Скорости роста конкреций полигона MANOP-S из рудной провинции Кларин-Клиппертон по данным изотопии составляют 5–16 мм/млн лет [31], сходные величины получены и для других конкреций северной проэкваториальной зоны [27, 34 и др.]. Для погребенных диагенетических конкреций провинции Кларин-Клиппертон, рассчитанные по времени события захоронения (см. табл. 4, ст. 3903–3920), они составляют 18–87 мм/млн лет, а по Mn/Fe – 6,8–20 мм/млн лет. По данным биостратиграфических и палеомагнитных определений [13, 14] скорость роста поверхностных конкреций этого района колеблется в пределах 16–35 мм/млн лет.

Возрастание скоростей роста конкреций в крайней восточной части приэкваториального пояса, в Гватемальской котловине, обусловлено увеличением биологической продуктивности вод и соответственно интенсивности диагенеза в результате накопления органического вещества и дополнительной гидротермальной поставкой марганца [12, 20].

Из сопоставления приведенных выше данных видно, что скорости роста конкреций, по косвенным геологическим данным, в 2–5 раз выше, чем по изотопным определениям, при совпадении порядка этих величин. В то же время скорости роста поверхностных и погребенных конкреций (см. табл. 4) на один (для Гватемальской котловины) – два (для района Кларин-Клиппертон) порядка ниже скоростей осадконакопления (см. табл. 1). Однако надо иметь в виду, что эти цифры отражают средние скорости осадконакопления за отрезки времени между хроностратиграфическими уровнями, реальные же скорости накопления осадков, так же, как скорости роста конкреций, могли существенно варьировать. Погребенные конкреции, по-видимому, росли в период замедления темпов седиментации. Возрастание скоростей осадконакопления ведет к прекращению роста конкреций. Этот процесс может быть обусловлен как общими глобальными климатическими изменениями условий седиментации, так и, в еще большей степени, локальными вариациями скоростей осадконакопления в результате перемыва осадков придонными течениями.

Вне зависимости от соотношения скоростей роста конкреций и осадконакопления необходим механизм, обеспечивающий их поддержание на поверхности или в верхнем полужидком слое осадков. Предложено несколько механизмов, обеспечивающих поддержание конкреций на поверхности осадков: деятельность бентосных организмов [23, 25, 32, 37, 38 и др.], эрозия осадков придонными течениями [3, 18 и др.], физические свойства подстилающих осадков [35]. С нашей точки зрения, наиболее правдоподобный механизм поддержания конкреций на поверхности осадков – физические свойства самих осадков в сочетании с деятельностью придонных течений [11].

* *
*

1. Приведенные материалы свидетельствуют о том, что погребенные конкреции являются характерной принадлежностью разреза пелагических осадков.

2. Наличие крупных погребенных конкреций, различие текстуры и состава рудного вещества поверхностных и погребенных конкреций свидетельствуют в пользу нескольких этапов формирования конкреций в плейстоцене.

3. Полученные косвенными геологическими методами (по событиям захоронения, биостратиграфическим и палеомагнитным определениям) данные по скоростям роста конкреций свидетельствуют в пользу преимущественно плейстоценового возраста подавляющего большинства поверхностных диагенетических конкреций северной приэкваториальной зоны Тихого океана.

1. Бараш М.С., Дмитренко О.Б., Казарина Г.Х. и др. Стратиграфия четвертичных отложений океанов // 27-й МГК. Четвертичная геология и геоморфология. Секция С.03. Доклады. Т. 3. 1984. С. 36–48.
2. Батурин Г.Н., Савенко В.С. О скоростях роста глубоководных железомарганцевых конкреций // Океанология. 1989. Т. XXIX. Вып. 3. С. 442–452.
3. Безруков П.Л., Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Вопросы генезиса железомарганцевых конкреций // Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 241–452.
4. Дмитренко О.Б. Биостратиграфические комплексы известкового нанопланктона из донных осадков восточно-тихоокеанского приэкваториального района // Океанология. 1992. Т. 32. Вып. 4. С. 761–768.
5. Жузе А.П., Мухина В.В. Зона *Mesocena elliptika* Ehr. в плейстоценовых осадках Тихого океана // Океанология. 1973. Т. XIII. Вып. 6. С. 467–475.
6. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
7. Севальное В.Н. Вертикальное распределение железомарганцевых конкреций // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 60–62.
8. Севальное В.Н. Литология и стратиграфия // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 36–68.
9. Скорнякова Н.С. Погребенные конкреции // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 179–184.
10. Скорнякова Н.С., Зенкевич Н.Л. Закономерности пространственного распределения железомарганцевых конкреций // Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 37–81.
11. Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Процессы формирования железомарганцевых конкреций радиолариевого пояса // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 297–316.
12. Скорнякова Н.С., Успенская Т.Ю. Железомарганцевые конкреции южной части Гватемальской котловины // Докл. АН СССР. Т. 309. № 4. С. 958–962.
13. Скорнякова Н.С., Мухина В.В., Иванов Ю.Ю. Палеомагнитное и биостратиграфическое исследование скоростей роста железомарганцевых конкреций // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 3. С. 695–698.
14. Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Мухина В.В., Успенская Т.Ю. К вопросу о возрасте океанских железомарганцевых конкреций // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 5. С. 3–14.
15. Успенская Т.Ю., Скорнякова Н.С. Текстуры и структуры океанских железомарганцевых конкреций и корок. М.: Наука, 1991. 240 с.
16. Calvert S.E., Price N.B., Heath G.R., Moore T.C. (Jr.). Relationship between ferromanganese nodules compositions and sedimentation in a small survey area of the Equatorial Pacific // J. Marine Res. 1978. V. 36. N 1. P. 161–183.
17. Cronan D.S. Manganese nodules in sediments cored during Leg 16 DSDP // Unit. Rep. DSDP. 1973. V. 16. P. 601–604.
18. Cronan D.S. Underwater minerals. L.: Acad. Press, 1980. 391 p.
19. Cronan D.S., Tooms J.S. Sub-surface concentrations of manganese nodules in Pacific sediments // Deep-Sea Res. 1967. V. 14. P. 117–119.
20. Dymond J., Lyle M., Finney B. et al. Ferromanganese nodules from MANOP Sites H, S, and R – Control of mineralogical and chemical composition by multiple accretionary processes // Geochim. et cosmochim. acta. 1984. V. 48. N 5. P. 931–949.
21. Finney B., Heath G.R., Lyle M. Growth rates of manganese-rich nodules at MANOP Site H (Eastern North Pacific) // Geochim. et cosmochim. acta. 1984. V. 48. N 5. P. 911–919.
22. Gartner S. Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene // Marine Micropaleontol. 1977. V. 2. P. 1–25.
23. Glasby G.P. Why manganese nodules remain at the sediment-water interface // N.Z. J. Sci. 1977. V. 20. N 2. P. 187–190.
24. Glasby G.P. Deep-sea manganese nodules in the stratigraphic record: Evidence from DSDP cores // Marine Geol. 1978. V. 28. N 1. P. 51–64.
25. Glasby G.P., Stoffers P., Sioulas A. et al. Manganese nodule formation in the Pacific Ocean: a general theory // Geo-Mar. Lett. 1982. V. 2. N 1/2. P. 47–53.
26. Heye D., Marchig V. Relationship between the growth rate of manganese nodules from the Central Pacific and their chemical constitution // Marine Geol. 1977. V. 23. M19–M25.

27. *Krishnaswamy D., Mahgini S., Thomas J.H. e. a.* Be and Th isotopes in manganese nodules and adjacent sediment: Nodule growth histories and nuclide behavior // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 59. N 2. P. 217-234.
28. *Lyle M.* Estimating growth rates of ferromanganese nodules from chemical compositions: implications for nodules forming processes // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1982. V. 46. N 11. P. 2301-2306.
29. *Mankinen E.A., Dalrymple G.B.* Revised Late Cenozoic geomagnetic polarity time-scale // *USGS Prof. Paper.* 1100 (Res. reports). V. 167. 1978.
30. *Menard H.W.* Time, chance and the origin of manganese nodules // *Amer. J. Sci.* 1976. V. 64. N 5. P. 519-529.
31. *Moore W.S., Ku T.L., Macdougall M.D. e. a.* Fluxes of metal to a manganese nodule: Radiochemical, chemical, structural and mineralogical studies // *Earth Planer. Sci. Lett.* 1981. V. 52. P. 151-171.
32. *Piper D.Z., Fowler B.* New constraint on the maintenance of manganese nodules on the sediment surface // *Nature.* 1980. V. 286. N 5776. P. 880-882.
33. *Skornyakova N.S.* Zonal regularities in occurrence, morphology and chemistry of manganese nodules of the Pacific Ocean // *Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province* / Ed. by J.L. Bischoff, D.Z. Piper. N.Y.: Plenum Press, 1979. P. 699-728.
34. *Somayajulu B.L.K., Heath G.R., Moore T.C., Cronan D.S.* Rates of accumulation of manganese nodules and related sediment from the equatorial Pacific // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1971. V. 35. N 6. P. 621-624.
35. *Sorem R.K., Reinhart W.R., Fewkes R.H., McFarland W.D.* Occurrence and character of manganese nodules in DOMES Sites A, B, and C, east equatorial Pacific Ocean // *Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province* / Ed. by J.L. Bischoff; D.Z. Piper. N.Y.: Plenum Press, 1979. P. 475-528.
36. *Von Stackelberg U.* Sedimentation, hiatuses and development of manganese nodules: Valdivia site VA-13/2, northern central Pacific // *Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province* / Ed. by J.L. Bischoff, D.Z. Piper. N.Y.: Plenum Press, 1979. P. 559-585.
37. *Von Stackelberg U.* Influence of hiatuses and Volcanic ash rains on the origin of manganese nodules of the equatorial north Pacific (Valdivia cruises VA-13/2 and VA-18) // *Marine Mining.* 1982. V. 3. N 3-4. P. 297-314.
38. *Von Stackelberg U.* Growth history and variability of manganese nodules of the equatorial north Pacific // *Marine Minerals.* 1987. P. 189-204.
39. *Stoffers P., Sioulas S., Glasby G.P., Thijssen T.* Geochemical and sedimentological studies of box core from the western sector of the Peru Basin // *Marine Geol.* 1982. V. 49. P. 225-240.
40. *Thijssen T., Glasby G.P., Friedrich G. e. a.* Manganese nodules in the central Peru Basin // *Chem. Erde.* 1985. V. 44. P. 1-46.

Институт океанологии РАН,
Москва

. Поступила в редакцию
26.XI. 1992

УДК 563.14:553(56+57)

© 1993 Афанасьева М.С., Вишневская В.С.

РАДИОЛЯРИИ ПРОМЛОГО КАК ИНДИКАТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Делается попытка проследить тенденции эволюционных преобразований радиолярий с целью восстановления условий их обитания в далеком прошлом, что необходимо для объяснения закономерности временной и морфологической приуроченности этих уникальных простейших к накоплению карбонатных и кремнистых пород.

Ни одна из планктонных групп фауны, имеющих значения для литостратиграфии, не известна в отложениях всех систем фанерозоя. Радиолярии являются исключением из этого правила – они распространены от кембрия до квартера. Однако несмотря на исключительное разнообразие радиолярий в планктоне современных океанов и в отложениях древних морских бассейнов, общие закономерности эволюции и экологической приуроченности этой группы одноклеточных организмов пока недостаточно ясны.

Морфологические особенности радиолярий и характер их ориктоценозов изменяются не только во времени, но и в пространстве при переходе от мелководных к более мелководным осадкам. Но если глубина накопления современных кремнисто-карбонатных илов известна [10], а для мезозойских предположительна [3], то для палеозойских – весьма дискуссионна [18]. Одни исследователи считают, что это были океанические глубины [11], другие – отдают предпочтение мелководью [17, 18, 20].

Гипотеза о преимущественно мелководных, эпиконтинентальных морях далекого прошлого планеты в последнее время получила подкрепление новыми фактами. Интересные данные в этом аспекте позволяют получить также радиоляриевый анализ.

По мере продвижения из глубины веков от докембрия к четвертичному времени наблюдается усиление контрастности рельефа планеты, непрерывно возрастает разница отметок поднятий и впадин, происходит увеличение высоты горных хребтов и все более резко проявляется тенденция морских бассейнов к абиссальным глубинам. Современная гипсометрическая кривая поверхности Земли является наиболее дифференцированной за всю историю фанерозоя. Все эти изменения рельефа сочетаются с разрастанием гидросферы. Сравнение палеозойских и мезозойско-кайнозойских морских акваторий показывает, что эпиконтинентальные морские бассейны, периодически захватывавшие огромные площади континентального блока, в ходе геологического времени постепенно сокращались в размерах. К началу же четвертичного времени они полностью редуцировались до эпиконтинентальных краевых морей с одновременным становлением современных океанов [18, 20].

Общая тенденция геоморфологического развития планеты не могла не отразиться на эволюции осадконакопления.

Кремненакопление. Геологическая история кремненакопления естественно распадается на три крупных этапа: 1) докембрий и частично ранний кембрий, 2) кембрий – юра, 3) мел – квартал, из которых нас интересуют только два последних. Сравнение океанических и геосинклинальных силицитов показало, что нельзя считать их гомологами и что кремненакопление испытало определенные изменения в геологической истории Земли [6, 8, 21].

Различие современного океанического и раннегеосинклинального кремненакопления может быть объяснено тремя главными причинами: эволюцией вулканизма, характером бассейнов седиментации, развитием органического мира [6, 8, 21–23].

В палеозое и мезозое силициты представлены или спонголитами, или радиолариевыми яшмами и кремнями, реже фтанитами. Начиная с кайнозоя доминирующее положение среди кремнистых пород занимают диатомиты. Это изменение таксономического состава кремневых порообразующих организмов, очевидно, целиком определяется общей эволюцией фауны.

В целом же глубоководное кремненакопление в мезозое несколько сократило ареалы своего развития, уступив его пелагическому карбонатакоплению. В современных океанах кремненакопление приурочено к широтным поясам высокой биологической продуктивности кремневых организмов. Она определяется климатической зональностью, циркуляцией водных масс, а также характерна для зон апвеллингов.

Карбонатакопление. Карбонатообразование также претерпело существенные изменения в геологической истории Земли [20]. Благодаря широкому развитию выделяющих известь организмов хемогенная садка CaCO_3 в фанерозое постепенно практически полностью прекратилась, сменившись биогенным выделением. Вследствие этого резко возросло количество биоморфных детритовых, шламовых и других органогенных накоплений. Причем если в палеозое они возникали только на мелководье, то с середины мезозоя благодаря бурному расцвету планктонных фораминифер и водорослей карбонатные осадки стали формироваться в абиссали океанов и крупных морей – глобигериновые и кокколитофоридовые илы.

Сравнение карбонатакопления в геосинклинальных бассейнах прошлого и современных океанов показывает, что и там и тут оно происходило преимущественно на мелководье, океанских поднятиях или плато, склонах и в депрессионных условиях [20].

Комплекс геосинклинальных мелководных отложений в принципе аналогичен соответствующим осадкам океанов. В обоих случаях главное место в комплексах занимают органогенные осадки.

Склоновые отложения (карбонатные олистостромы и турбидиты) отмечаются и в геосинклинальных бассейнах, и в океанах.

Пелагические же карбонатные осадки океанов существенно отличаются от депрессионных отложений геосинклиналей. Так, пелагические карбонатные илы океанов кайнозоя представлены в основном скелетными остатками планктонных микроорганизмов: фораминифер и кокколитофорид. Они являются главными компонентами осадочного чехла океанов и распространены на огромных площадях, вплоть до критических глубин (4,5–4,7 км). В мезозойском Тетисе еще встречаются похожие на современные илы осадки, хотя в то же время они в основном тяготеют к приконтинентальным зонам. В геосинклинальных же бассейнах палеозоя подобных пелагических карбонатных накоплений не было.

К наиболее глубоководным отложениям в палеозое относятся слоистые, часто темные микритовые и шламовые известняки. Такой тип осадков характерен не для абиссальных условий, а для депрессий, развитых среди мелководных зон.

В общей эволюции депрессионных пелагических осадков геосинклинальных бассейнов прослеживаются следующие закономерности. В раннем и среднем палеозое преобладают кремневые радиоляриевые илы. Пелагических карбонатных осадков здесь было очень мало, но они уже часто содержали значительную примесь рассеянного органического вещества. В позднем палеозое карбонатных осадков становится больше, а в мезозое они уже являются определяющим компонентом абиссальных фаций. Такое резкое и принципиальное изменение состава пелагических илов можно объяснить массовым развитием и широким распространением в мезозое известкового планктона и нанопланктона, а также, по-видимому, изменением критической глубины карбонатакопления.

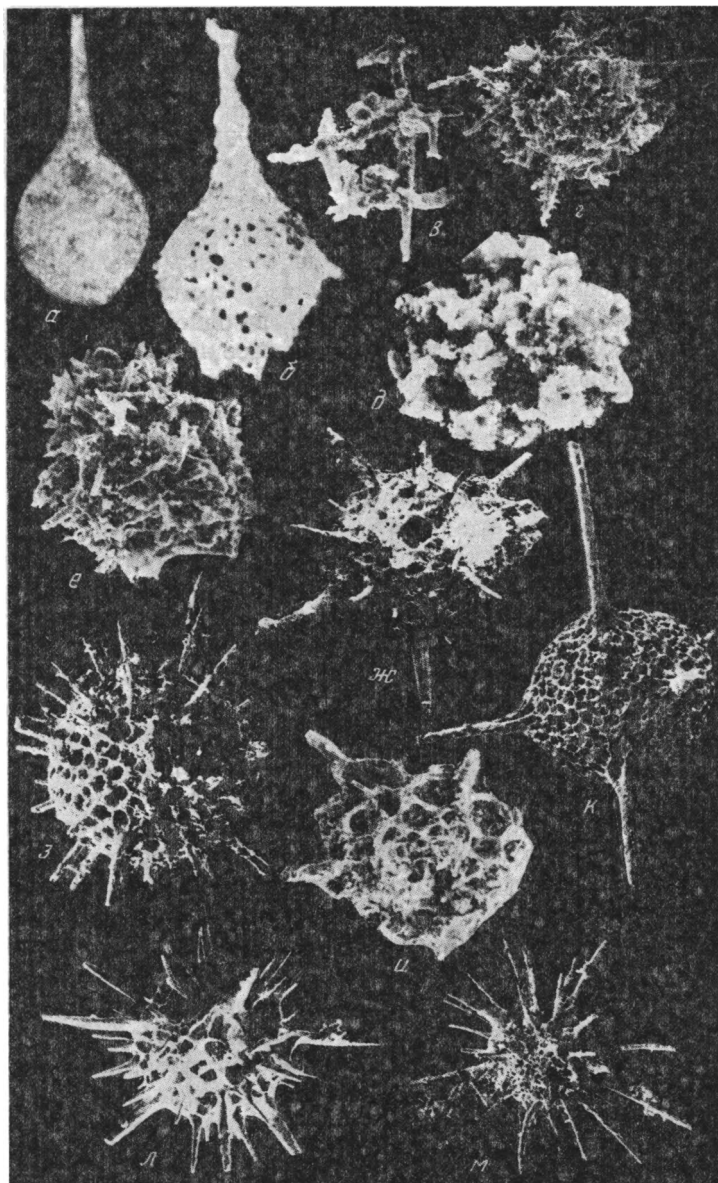
ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ АДАПТАЦИЯ РАДИОЛЯРИЙ

Органический мир теснейшим образом связан со средой и условиями своего существования. Поэтому по мере того, как радиолярии переходят от бентосного (прикрепленного) образа жизни к планктонному (свободному парению или даже перемещению в различных слоях воды), меняется их временная приуроченность к определенным типам осадков: от преимущественно мелководных кремнистых и карбонатных отложений в палеозое к относительно глубоководным карбонатно-кремнистым осадкам в мезозое и затем глубоководным кремнистым илам современных океанов.

Радиолярии палеозоя. Исследование радиолярий изменило общепринятое мнение об астратиграфичности и упрощенном развитии этой группы простейших [2, 13, 25]. Самые древние радиолярии были найдены Б.Б. Назаровым в кремнисто-карбонатных отложениях атдабанского яруса нижнего кембрия Батеневского кряжа Кузнецкого Алатау, а также кремнистых породах нижнего кембрия хр. Азыр-Тал Казахстана [12, 13]. По форме они напоминают полусферы с пилом, осложненные в апикальной части массивной иглой, что придает им в целом облик булавы. По-видимому, подобные радиолярии могли вести бентосный образ жизни: через пилон проходили псевдоподии, с помощью которых и происходило прикрепление организма к субстрату (фиг. 1, а, б) [13, 14]. Такое предположение хорошо согласуется с общей палеогеографией бассейна седиментации, реконструкции которого показали, что накопление кремнисто-карбонатных осадков шло в зоне перехода от открытого морского бассейна к закрытому [16–18].

Изучение фациально-палеогеографических обстановок показывает, что основная масса отлагавшихся в палеозое осадков формировалась в условиях проливнообразных и мелководных морских водоемов [17, 18]. «Геосинклинальные зоны представляли собой моря, изобиловавшие островами, разрушение которых питало примыкающие впадины обломочным материалом» [17, с. 244]. В целом в палеозое было широко развито морское осадконакопление как в геосинклинальных поясах, так и на платформах, покрытых водами мелких морей. Однако в раннем палеозое преобладали кремнистые спикуро-водорослево-радиоляриевые илы, а пелагические карбонатные осадки были развиты слабо.

Кремненакопление в раннепалеозойских морях являлось главным элементом седиментационного процесса. Кроме яшм, генетически связанных с подводным вулканизмом, здесь были широко развиты углеродистые фтаниты, особенно характерные для силура и девона. Обращает на себя внимание и то, что этот интервал времени вообще характеризуется повышенным накоплением органи-



Фиг. 1. Представители радиолярий первого эволюционного периода (кембрий, ордовик — ранний девон)

а — ранний кембрий, атдабанский век, Кузнецкий Алатау, Батеневский кряж: *Litharium tessiensis* Nazarov, увел. 100 [13]; б — ранний ордовик, аренигский век, Центральный Казахстан: *Proventocitum procerulum* (Nazarov, увел. 100 [13]; в-е — ранний — средний ордовик, чолайская свита, Северный Тянь-Шань, хр. Каракатты, увел. 180: в — *Ceratoikiscum? acantogulatum* Nazarov (экз. ВНИГНИ № 229/8436), г — *Inanigutta eiklaensis* Nazarov (экз. ВНИГНИ № 229/8415), д — *Anakrusa? sp.* (экз. ВНИГНИ № 229/8475), е — *Haplentactinia estonica* Nazarov (экз. ВНИГНИ № 229/8413); ж-к — средний ордовик, лландейльский век, Восточный Казахстан: ж — *Cessipylorum apertum* (Nazarov), увел. 150 [13], з — *Oriundogutta ramificans* (Nazarov), увел. 195 [13], и — *Haplentactinia juncta* Nazarov, увел. 190 [13], к — *Inanigutta complanata* (Nazarov), увел. 115 [13]; л, м — силур, венлокский—лудловский век, Южный Урал: л — *Secuicollacta sp.*, увел. 220 [13], м — *Inanihella tarangulica* Nazarov, Ormiston, увел. 90 [13]

ческого вещества в морских бассейнах. Это явление, вероятно, связано с увеличением в палеозое общего количества углекислоты [11, 21], которая максимально аккумулировалась морскими водорослями.

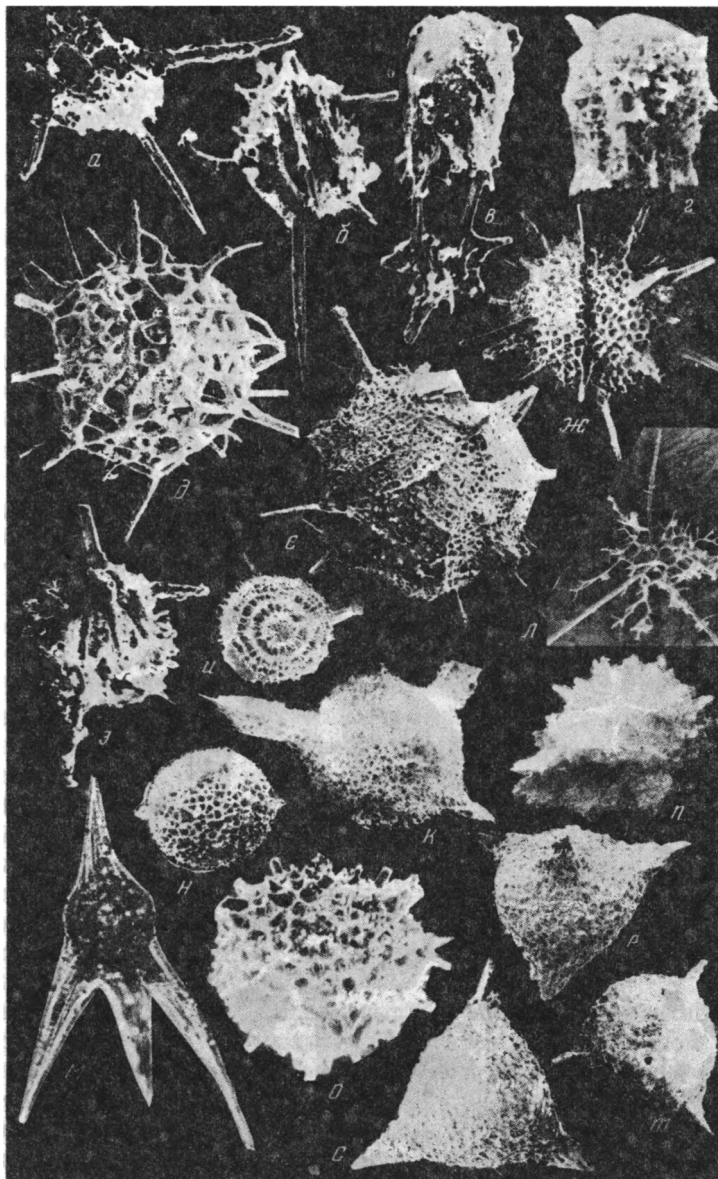
Позже, в карбоне, развитие фотосинтезирующих растений на суше привело, по-видимому, к новому уменьшению содержания CO_2 в атмосфере, а потому и в океане. Значение pH в морской воде в связи с этим возросло до современного уровня (7,5–8,5) [11]. Все эти изменения, вероятно, содействовали всплеске в развитии организмов, выделяющих известь. В это же время появились первые, правда, пока бентосные фораминиферы с известковым скелетом, наибольшее развитие среди которых получили фузулиниды. Вероятно, появление и развитие карбонатных осадков. Поэтому в позднем палеозое на фоне широкого развития кремнистых пород биоморфных карбонатных отложений становится больше [8, 20–22].

В этих условиях происходило становление радиолярий: образование сферических раковин и постепенный переход к свободному парению в толще воды. По всей вероятности, этот процесс начался в конце кембрия. Хотя, возможно, некоторые радиолярии все еще оставались прикрепленными к субстрату, так как жизнь в основном протекала на шельфе в условиях достаточно теплых морских бассейнов [2, 13]. При этом фораминиферы, с которыми ассоциируются в разрезе палеозойские радиолярии, представлены только мелководными бентосными формами [2]. Отчетливо выраженная тенденция у ископаемых радиолярий к усложнению и одновременному облегчению скелета, значительные морфологические преобразования отдельных таксонов радиолярий и изменение состава их ассоциаций, чередование периодов интенсивного и медленного развития разных групп радиолярий позволили Б.Б. Назарову [13] установить их в дальнейшем развитии три четких периода: кембрий? – ордовик – ранний девон (см. фиг. 1), средний девон – средний карбон (фиг. 2), поздний карбон – поздняя пермь (фиг. 3), имеющих важное значение не только для стратиграфии, но и для установления этапов кремненакопления.

Первый период (ордовик – ранний девон). Радиолярии ордовика обильно представлены в известняках Казахстана, Урала, Прибалтики и Шпицбергена; но наиболее широко они распространены в кремнистых породах Северного Тянь-Шаня, Казахстана, Урала, Северной Америки, Средней Азии, Шотландии, Японии и Камчатки. Силурийские радиолярии встречаются в карбонатных конкрециях Канады, Урала и Средней Азии, а главным образом во фтанитах Франции, Северного Кавказа, Южного Урала, Баварии и Средней Азии (см. фиг. 1).

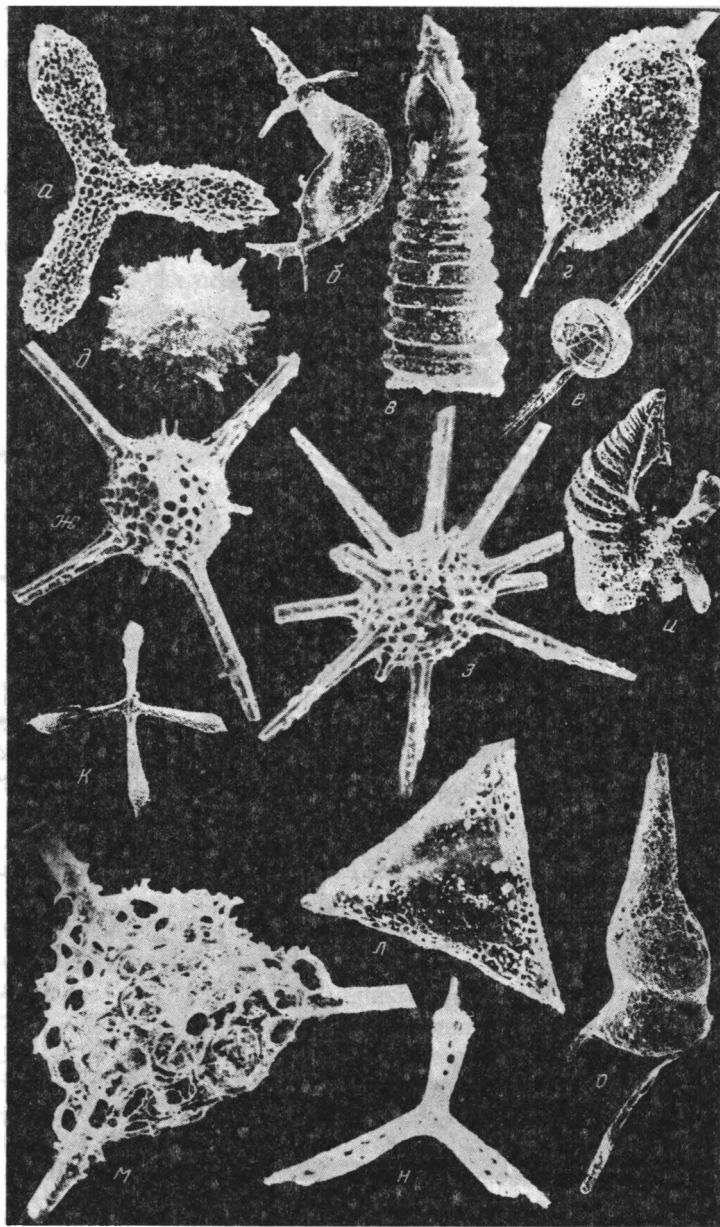
В целом рассматриваемый период является временем относительно медленного развития сферических спумеллярий с массивным внутренним каркасом, пористым или грубогубчатым скелетом и стержневыми иглами: *Inaniguttidae* (см. фиг. 1,з,к), а также *Palaeoscenediidae*, имеющих скелет из игл (см. фиг. 1,в,г). В ордовике происходит как бы перебор различных вариантов строения скелета: заложение внутренней сферы, вероятно, снимающей часть функций с внешней оболочки раковины (фиг. 1,з,и); окаймление пилома иглами как стремление подняться над субстратом или даже оторваться от него (см. фиг. 1,ж); формирование ажурной шаровидной раковины и усложнение второстепенных игл, позволяющих свободное парение в поверхностных водах (см. фиг. 1,з,к); развитие иглистых форм, билатеральной симметрии и попытка образования губчатого слоя, возможно, для освоения как более глубоких водных слоев пелагиали, так и агрессивно-бурных вод прибрежных зон (см. фиг. 1,в,г,и).

Однако не все эти варианты получили дальнейшую реализацию, и к концу силура исчезают практически все раннепалеозойские виды радиолярий. Тем не менее нам представляется, что все вышеперечисленные варианты скелетов



Фиг. 2. Представители радиоларий второго эволюционного периода (средний девон – средний карбон)

а–з – поздний девон, франкийский век (а–г – Полярный Урал, д–з – Южный Урал): а – *Ceratoikiscum* cf. *bujugum* (экз. ВНИГНИ № 229/1806), увел. 80, б – *Ceratoikiscum* sp. (экз. ВНИГНИ № 229/1807), увел. 100, в – *Holoeciscum* sp. (экз. ВНИГНИ № 229/1805), увел. 110, г – *Caspiaza collarecostulata* (экз. ВНИГНИ № 229/3405), увел. 200, д – *Polyentactinia tircumretia*, увел. 250 [13], е – *Polyentactinia cosistekensis*, увел. 225 [13], ж – *Astroentactinis stellata*, увел. 225 [13], з – *Ceratoikiscum* sp. (экз. ВНИГНИ № 229/1808), увел. 110; и–л – поздний девон, фаменский век, Припятский прогиб, увел. 100: и – *Pluristratoentactinia conspissata* (экз. ВНИГНИ № 229/0521), к – *Tetrentactinia barysphaera* (экз. ВНИГНИ № 229/0602), л – *Palaeothalomus* sp. (экз. ВНИГНИ № 229/0505); м – ранний карбон, визейский век, Франция, Монень-Нуар [13], *Archocyrtium riedeli*, увел. 250; н–т – ранний карбон, серпуховский век (н, о – Северный Прикаспий, л–т – Тянь-Шань), увел. 110: н – *Spongentactinia* sp. (экз. ВНИГНИ № 229/0215), о – *Astroentactinia paronae* (экз. ВНИГНИ № 229/0205), п – *Caspiaza aculeata* (экз. ВНИГНИ № 229/0311), р, с – *Tormentum ruestae* (р – экз. ВНИГНИ № 229/0407, с – экз. ВНИГНИ № 229/0308), т – *Tormentum sequilateralis* (экз. ВНИГНИ № 229/0334)



Фиг. 3. Представители радиолярий третьего эволюционного периода (поздний карбон — пермь):

а—в — поздний карбон, гжельский век, Южный Урал: а — *Latentifistula patagilaterala*, увел. 100 [13], б — *Haplodiacanthus circinatus*, увел. 95 [13], в — *Arrectoalatus cernuus*, увел. 225 [13]; г—м — ранняя пермь, артинский век (г, е—м — Южный Урал, д — Северный Прикаспий): г — *Copiellintra* sp. (экз. ВНИГНИ № 229/5204), увел. 190, д — *Copicyntra acilaxa* (экз. ВНИГНИ № 229/0337), увел. 100, е — *Entactinosphaera strangulata* (экз. ВНИГНИ № 229/5201), увел. 55, ж — *Entactinia* sp. (экз. ВНИГНИ № 229/4207), увел. 140, з — *Astroentactinia insecta* (экз. ВНИГНИ № 229/6908), увел. 130, и — *Camptaalatus monopterigus*, увел. 150 [13], к — *Quinqueremis arundinea*, увел. 25 [13], л — *Ruzhencevispongus plumatus* (экз. ВНИГНИ № 229/3510), увел. 130, м — *Tetragregnon scalpratus* (экз. ВНИГНИ № 229/4204) увел. 170; н, о — поздняя пермь (Северная Америка, горы Делавер): н — *Follicuculus ventricosus*, увел. 180 [13], о — *Latentifistula densa*, увел. 230 [13]

радиолярий достаточно убедительно подтверждают: 1) резкое расширение высокопродуктивных шельфовых акваторий вследствие глобальных трансгрессий в ордовике; 2) по-видимому, значительное опускание зоны кислородного минимума в толще вод, препятствовавшее развитию бентоса [11, 27]. Подобные физические изменения среды обитания любого организма, в том числе и радиолярий, неизбежно вызывают морфологические преобразования скелетов, способствующие лучшей адаптации в новых экологических условиях.

Второй период (средний девон — средний карбон). Углубление и расширение морских бассейнов во второй половине палеозоя отразились и на развитии радиолярий (см. фиг. 2).

Среди отложений девона радиолярии хорошей сохранности чаще известны из карбонатных конкреций и линз известняков: Урал, Казахстан, Австралия, Канада, Северная Америка (Огайо), Колыма; реже встречаются в кремнистых породах: Урал; Средняя Азия, Казахстан, Япония, Северная Америка (Аляска). Радиолярии карбона известны как из фосфатных конкреций Турции и Южной Франции, известняков Северной Америки (Оклахома), Камчатки, Южного Урала, Прикаспия и Тянь-Шаня, так и из кремнистых пород Северной Америки (Аляска, Калифорния), Средней Азии, Японии, Китая, Казахстана и Камчатско-Чукотского региона.

Особое место среди отложений этого периода по обилию и разнообразию радиоляриевых комплексов занимают доманиковые фации Волго-Уральской области и Тимано-Печорской провинции, Припятского прогиба Русской платформы и Преаппалачского пояса Северо-Американской платформы, которые накапливались в условиях значительной недокомпенсации погружения. И несмотря на точку зрения Я.Э. Юдович [24], что пеплопады девона — карбона периодически приводили к массовой гибели радиоляриевого планктона, в результате чего происходило обогащение их остатками высокоуглеродистых толщ, нам представляется, что радиолярии того времени, вероятно, имели устойчивый симбиоз с водорослями. Подтверждением этому явлению может служить симбиоз современных радиолярий и водорослей [14]. По-видимому, в девоне достаточное число представителей радиолярий вело бентосный образ жизни и многие особи обитали на поверхности водорослей, прикрепляясь к ним (см. фиг. 2, а—г, з, и, м, п) [2, 13].

В то же время отчетливые доказательства существования активных палеотечений, приводивших к образованию контуритов в доманиковом бассейне и др. [9], свидетельствует о том, что радиолярии, по-видимому, вынуждены были, с одной стороны, более активно переходить к планктонному образу жизни, облегчая при этом свой скелет и модифицируя его конструкцию, а с другой — будучи планктоном, осваивать новые более глубокие водные пространства, значительно удаленные от береговой линии. При этом очень важно отметить, что последние достоверные представители бентосных прикрепленных форм среди пилентонемид были найдены в раннекаменноугольных органогенно-обломочных известняках склона рифового массива Карачаганак, Северный Прикаспий (см. фиг. 2, п) [1].

В целом второй период эволюции радиолярий отличается тенденцией интенсивного преобразования скелетов сферических и многих билатерально-симметричных форм (см. фиг. 2). Ускоренная эволюция сферических Entactiniidae, которые в короткое, в геологическом смысле, время образовали ряд новых таксонов, выразилась в первую очередь в облегчении внутреннего каркаса: он становится менее массивным в виде 4-, 6- и многолучевой спикеры. С другой стороны, преобразование энтактиниид сказалось на форме основных игл скелета: изначально массивные цилиндрические иглы (см. фиг. 2, д, е) постепенно трансформировались в изящные трехгранные (см. фиг. 2, ж, к, н, о). Но особенно

характерно возникновение легких губчатых скелетов энтактиниид (см. фиг. 2, к, л). Кроме того, в позднем девоне отмечается увеличение разнообразия среди Palaeoscanidiidae (см. фиг. 2, э).

И именно к этому отрезку геологического времени относится появление первых ставраксонных полицистин (см. фиг. 2, р-т) и возникновение некоторых Albalilellaria, явившихся, по-видимому, прообразом мезо-кайнозойских Nassellaria.

Третий период (поздний карбон – ранняя пермь). Радиоларии позднего карбона описаны преимущественно из кремнистых пород Северной Америки, Японии и Южного Урала. Среди них уже достаточно высокий процент составляют билатерально-симметричные и ставраксонные формы. Причем именно с позднего карбона у ряда билатерально-симметричных форм проявляется четкая сегментация скелета на апикальную, центральную и базальную части (см. фиг. 3, б, в).

Согласно биологическому закону, установленному в 1851 г. Мильтон-Эдварсом [14], эволюция организмов всегда сопровождается дифференциацией скелета и органов. Это направление в развитии заключается в том, что первоначально одинаковые образования постепенно все более и более отличаются друг от друга как по форме, так и по выполняемой ими функции, т.е. наблюдается, с одной стороны, стремление к узкой специализации отдельных органов, а с другой – усложнение и полимеризация скелета и организма в целом. Определенные и достаточно уверенные шаги в этом направлении отмечены в развитии сферических и особенно ставраксонных радиоларий палеозоя.

Позднее, в 1936 г., В.А. Догелем [7] была отмечена тенденция к уменьшению (олигомеризации) числа гомологичных однородных структур в общей эволюции организмов. При этом считается [7, 14], что олигомеризация как второй этап эволюции присущ исключительно многоклеточным животным, тогда как у одноклеточных наблюдается начальная стадия процесса – полимеризация. Однако многие радиоларии и фораминиферы прошли весь путь до конца и достигли олигомеризации.

При этом можно допустить, что как у радиоларий, так и у фораминифер наиболее прогрессивными образованиями являются скелеты со стабильным и небольшим числом скелетных элементов. Особенно совершенны губчатые скелеты радиоларий палеозоя, построенные из сплетения тончайших перекладин, на постройку которых идет минимум материала и энергетических затрат, что важно при планктонном образе жизни. И возможно, именно углубление бассейнов с конца палеозоя, т.е. появление обширных водных пространств с глубинами, начавшими постепенно приближаться к современным, абиссальным, повлекло за собой возникновение олигомеризации в скелетах радиоларий, а впоследствии и планктонных фораминифер. Преимущественная приуроченность радиоларий конца палеозоя и мезозоя – кайнозоя к более глубоководным осадкам подтверждает сделанное предположение.

Пермские радиоларии очень широко распространены в кремнистых породах Японии и Китая, но многочисленны также в органогенно-детритовых известняках Южного Урала, Прикаспия и Северной Америки (Техас).

Пермское время очень своеобразно и отличается интенсивным развитием ставраксонных радиоларий Latentifistulidae, Tormetidae, Ruzhencevispongidae (см. фиг. 3, а, к, л, н), несколько замедленной эволюцией сферических спумелларий (см. фиг. 3, г-з, м) и неравномерным, но очень любопытным развитием билатерально-симметричных форм с интенсивным процессом сегментации раковины (см. фиг. 3, б, в, и, о). В морфологических преобразованиях сферических радиоларий наблюдается дифференциация губчатой ткани, заложение внутрен-

них оболочек, значительное увеличение размеров скелета и исключительное разнообразие внешнего абриса раковин (см. фиг. 3).

И хотя сферические радиолярии в рассматриваемом отрезке времени были все еще многочисленны, характерной чертой этого периода является широкое распространение ставраксонных форм. Главной особенностью ставраксонных радиолярий, принципиально отличающей их от всех до и после существовавших видов, является своеобразная форма раковин: от субтреугольной до веретеновидной или лопастной с тремя, пятью и более лопастями, — объединенных единым планом строения внутреннего каркаса. Последний представляет собой полую сферу с отходящими от него полыми лучами. Подобная форма скелета создавала, по-видимому, определенные преимущества для планктонного образа жизни этих организмов и способствовала их широкому географическому распространению.

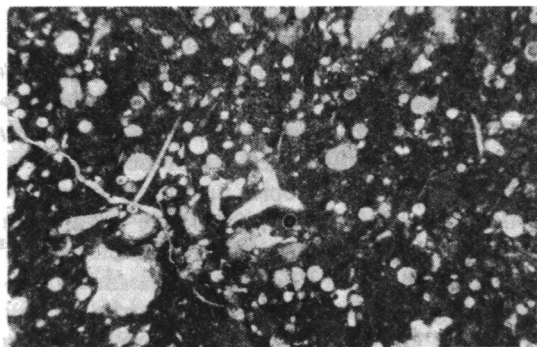
К сожалению, ставраксонные радиолярии, так внезапно появившиеся в раннем карбоне и столь же внезапно исчезнувшие в конце перми, не оставили своих преемников в мезозое. Исключительное разнообразие радиолярий конца палеозоя, особенно в артинском веке ранней перми, возможно, было связано с общим потеплением климата. Однако в конце ранней перми разнообразие радиолярий резко сокращается, а в конце позднепермского времени практически все известные виды палеозойских радиолярий исчезают.

Радиолярии мезозоя. К сожалению, в настоящее время не установлена достоверная связь мезозой-кайнозойских и палеозойских таксонов радиолярий, испытывавших практически тотальное вымирание в конце перми. Вместе с тем весьма сходные с палеозоем мелководные условия осадконакопления в триасо-юрское время господствовали как в пределах современного океанического бассейна, так и на части площади современного континентального блока. Однако начавшееся в мезозое углубление палеоокеанов и поднятие континентов способствовали более узкой площадной локализации водной массы. Одновременно с этим, по-видимому, происходили сокращение акваторий эпиконтинентальных палесоморей и стабилизация береговой линии [18].

В свою очередь орогенные движения и общее поднятие континентов на заре мезозойской эры сокращают до минимума накопление карбонатных пород.

Так, начало триаса в Тетисе ознаменовалось мелководным карбонатонакоплением, постепенно сменяющим прибрежно-морское угленакопление (Румыния, Италия, Югославия и др.). Триасовые радиолярии найдены как в карбонатных породах Центральной Европы, так и в органогенно-обломочных известняках Средней Азии, тонких микритовых известняках Дальнего Востока, Северной Америки. Все они представлены преимущественно губчатыми кольцами и дисками, многолучевыми сферами, реже парашютами и высокими конусами. В среднем триасе Тетиса расширяется кремнисто-карбонатное накопление. Известняки светло-серые представлены преимущественно микритовыми разностями. Кроме того, они все чаще ассоциируют с тонкими линзами кремней и микроконкрециями черных кремней. В известняках наряду с кремнями появляются прослои пелитовых туфов зеленого цвета. Радиолярии этого интервала времени представлены преимущественно сферами со спирально-завитыми двумя-тремя или пятью-шестью углами или даже с одной иглой в виде жгутика или штопора ([28], с. 162, см. *Bogdanella trentana* Kovar — Yurkovsek). По-видимому, наличие таких игл позволило триасовым радиоляриям свободно парить в воде или переходить от бентоса к планктону и обратно в результате активных вращательных движений аксоподиями по принципу волчка, что было вполне достижимо в теплых неглубоких и чистых водах.

И только начиная с конца среднего триаса роль карбонатонакопления начи-



Фиг. 4. Кремнистый известняк. Радиоларии составляют до 30% от общего объема породы. Средиземноморский складчатый пояс. Малый Кавказ, Нагорный Карабах, с. Яншах, бассейн р. Майданчай. Средняя юра, шл. 064—56, увел. 25

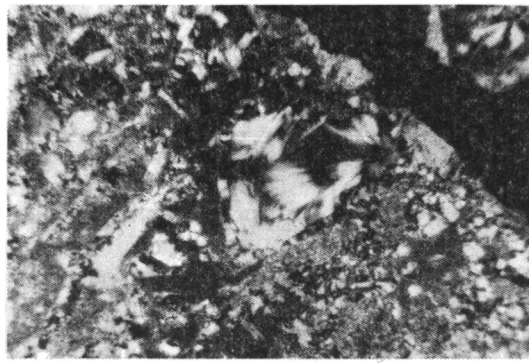
нает возрастать и достигает максимума в позднем мелу. Последнее, вероятно, связано с новой вспышкой в развитии секретионно-известковых организмов — фораминифер и кокколитофорид. Это явление, по аналогии с позднекаменноугольным—раннепермским расцветом фузулинид, вновь после некоторого спада повторилось в меловое время. Глобальное и с геологической точки зрения мгновенное распространение известкового микро- и нанопланктона, так же как и в палеозое, обусловило массовое выпадение биогенных карбонатных осадков. Причем доминирующее развитие среди фораминифер в это время имели планктонные.

На примере современных бассейнов известно, что присутствие радиоларий в карбонатных осадках всегда указывает на связь с открытым морским бассейном. И эта связь наиболее отчетливо проявляется начиная с мезозоя.

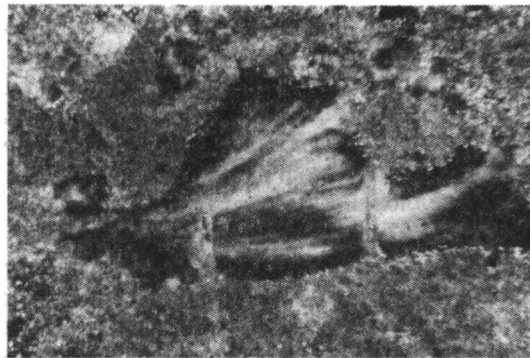
Если с этих позиций рассмотреть мезозойские осадки, то видно, что радиолариевые илы тяготеют к относительно глубоководным, а карбонатные — к относительно мелководным участкам палеоокеанов и краевых морей. В последнее время благодаря более тонкому микроскопическому изучению многих мезозойских известняков Кавказа, Карпат, Средней Азии и Дальнего Востока также удалось определить их первичную биогенную природу [5, 23, 26, 29].

При этом установлено, что, наряду с кокколито-фораминиферовыми илами в мезозой-кайнозойских осадках склонов широко присутствуют смешанные радиолариево-фораминиферовые и спикуро-радиолариево-кокколитовые кремнисто-карбонатные илы. В карбонатных осадках Средиземноморского складчатого пояса радиоларии иногда составляют до 25—50% от общего состава породы (фиг. 4). Примером таких известняков могут служить светлые известняки селомана—кампана Туапсинского района: турона—маастрихта Кутаисского района (Сурами и другие разрезы) и Западной Абхазии, титон-неокомские кремнистые известняки Сусулухской и Сарыбабинской зон Малого Кавказа, Феодосийского района Крыма и др. [3—5].

В средне-мезозойских карбонатных породах радиоларии приурочены преимущественно к микритовым разностям, хотя изредка встречаются и среди органо-генно-обломочных губково-водорослевых известняков (фиг. 5, 6). Раннеюрские радиоларии найдены в Альпах, на Кавказе, а также в тихоокеанском обрамлении (Япония, Восток России, Запад США). Средне- и позднеюрские радиоларии хорошо известны в тонких микритовых известняках Италии, Югославии, Фран-



Фиг. 5. Детритовый (губково-кораллово-радиоляриевый) известняк. Малый Кавказ, гора Малый Чайкенд. Поздняя юра, шл. 115-5, увел. 25



Фиг. 6. Губково-водорослево-радиоляриевый известняк. Малый Кавказ, Лысогорский перевал. Поздняя юра, шл. 114-2, увел. 25

ции, Испании, Болгарии, а также в Крыму, на Кавказе, Карпатах и Гиссарских горах. Они часто встречаются в Тихоокеанской провинции – Корякия, Камчатка, Калифорния, Япония. Радиолярии ранней юры представлены как высоко коническими формами примитивных населлярий типа *Canoptum*, *Dictyomitrella*, так и многочисленными низкокониическими формами, часто имеющими хорошо выраженный псевдофорамен, типа *Bagotum*, *Canutus*, *Droltus* [29]. Вероятно, наличие такого дополнительного отверстия в стенке раковины давало возможность этим радиоляриям наряду с пассивным планктонным блужданием (от греческого «планкто» – блуждать) при необходимости прикрепляться к водорослям или другим предметам с помощью стебелька или присоски, выходящих из так называемого окна или отверстия в виде псевдофорамена. Таким образом, это отверстие позволяло подобным радиоляриям ранней юры вести как бентосный прикрепленный, так и планктонный образ жизни. Возможно, псевдофорамен был унаследован юрскими радиоляриями-населляриями от палеозойских билатерально-симметричных альбаиллеллярий. Самые высокие слои, где обнаружены в большом количестве радиолярии, приспособленные как бентосу, так

наличие большого количества ажурных населлярий могут свидетельствовать о значительных глубинах бассейна и присутствии зоны апвеллинга. Эта закономерность была установлена на современном материале [10] и хорошо выявляется среди мезозойских радиоляриевых комплексов.

Из современных радиолярий известна еще одна группа – акантарии. Эти радиолярии имеют целестиновый скелет и преимущественно неритические формы. В литературе даже описан один вид акантарий, ведущий сидячий образ жизни. Значительное число современных акантарий обитает в Средиземном море, но есть и океанские популяции. Из-за легкой растворимости скелетов акантарии в ископаемом состоянии практически не встречаются. Известна только одна массовая находка скелетов, сложенных сульфатом стронция, в эоценовых песках Каракума. Биогенную радиоляриевую природу для целестиновых прослоев среди пермских известняков Поволжья и Предуралья предполагал еще А.Е. Ферсман [19].

Таким образом, наличие радиолярий в карбонатных осадках всегда будет указывать на связь с открытым морским бассейном. При этом присутствие большого числа радиолярий в тонких карбонатных осадках, лишенных турбидитовых текстур, скорее всего будет свидетельствовать о низких скоростях осадкообразования, а часто – и о возможном присутствии поблизости рудной (марганец, фосфор) минерализации (фиг. 7). В качестве примера можно привести известняки девона и карбона Пай-Хоя и Полярного Урала [15], карбонатные фораминиферо-радиоляриевые илы (скв. 465, 466) Тихого океана и др. Относительно глубоководные радиоляриевые сообщества зоны перехода океан – континент часто сопутствуют карбонатным породам с повышенным содержанием органического вещества (фиг. 8), которое оконтуривает кремнистые остатки, концентрируется в пористых структурах скелетов радиолярий или их обломках.

* * *

Итак, породообразующая роль радиолярий подтверждает наличие прямой связи: организм – осадок. Радиолярии – единственная группа фауны, которая на протяжении всего фанерозоя активно участвовала в осадочном процессе, формируя мощные толщи яшм и фтанитов или доманикитов в палеозое, яшм и затем кремней или холцедонолитов – в мезозой-кайнозое.

Частая ассоциация палеозойских радиолярий с водорослями (доманикиты), бентосными фораминиферами сменилась тонатоценозом мезозой-кайнозойских радиолярий с диатомеями, кокколитофоридами и планктонными фораминиферами. До байоса включительно могли существовать как планктонные, так и бентосные или переходные к ним формы радиолярий. Поэтому гипотеза об относительной мелководности древних палеозойских кремнистых пород имеет полное право на свое существование наравне с точкой зрения о глубоководности яшм и кремней.

Таким образом, выявление бентосных или переходных к ним форм радиолярий в раннем мезозое и палеозое (предков современных кремневых и целестиновых организмов) проливает свет на глобальные изменения в процессах кремне- и карбонатакопления и, что особенно важно, батиметрии древних океанов.

Список литературы

1. Афанасьева М.С. Радиолярии семейства Pylentonemidae // Палеонтол. журн. 1986. № 3. С. 22–34.
2. Афанасьева М.С., Вишневецкая В.С. Радиолярии: бентос и планктон // Палеонтол. журн. 1993. № 3. С. 3–15.
3. Вишневецкая В.С. Радиолярии как аналоги современных радиоляриевых илов. М.: Наука, 1984. 120 с.
4. Вишневецкая В.С. Позднемезозойские вулканогенно-кремнистые толщи: стратиграфия и условия формирования на основе изучения радиолярий: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН СССР, 1990. 50 с.
5. Вишневецкая В.С., Седаева К.М. К вопросу о биолитостратиграфической корреляции по-лифашиальных мезозойских отложений юга СССР // Радиолярии и биостратиграфия. Свердловск: УО АН СССР, 1987. С. 31–33.
6. Гречин В.И. Кремнеякопление // Тр. ГИН. 1984. Вып. 396. С. 102–119.
7. Догель В.А. Олигомеризация гомологичных органов как один из процессов эволюции животных организмов // Арх. анатомии, гистологии и эмбриологии. 1936. Т. 15. № 3. С. 101–114.
8. Каледа Г.А. Эволюция кремнистого осадконакопления на континентальном блоке // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 43–59.
9. Ключина М.Л. Палеотечения в доманиковом бассейне // Литология и условия образования докембрийских и палеозойских отложений Урала. Свердловск: УО АН СССР, 1981. С. 35–53.
10. Круликова С.Б. Некоторые черты экологии и распространения современных и кайнозойских радиолярий // Систематика, эволюция и стратиграфическое значение радиолярий. М.: Наука, 1981. С. 118–139.
11. Монин А.С. История Земли. Л.: Недра, 1977. 228 с.
12. Назаров Б.Б. Радиолярии нижнего–среднего палеозоя Казахстана // Тр. ГИН. 1975. Вып. 275. 204 с.
13. Назаров Б.Б. Радиолярии палеозоя. Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 2. Л.: Недра, 1988. 232 с.
14. Петрушевская М.П. Радиоляриевый анализ. Л.: Наука, 1986. 200 с.
15. Рогов В.С. Марганценозные формации Пай-Хоя: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 22 с.
16. Розанов А.Ю. Что произошло 600 миллионов лет назад. М.: Недра, 1986. 95 с.
17. Страхов Н.М. Основы исторической геологии. Л.: ГИГЛ, 1984. Т. 1. 249 с.; Т. 2. 396 с.
18. Тимофеев П.П., Холодов В.Н. Эволюция бассейна седиментации в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 7. С. 10–34.
19. Ферсман А.Е. Воспоминания о камне. М.: Наука, 1969. 151 с.
20. Хворова И.В. Карбонатакопление // Тр. ГИН. 1984. Вып. 369. С. 82–102.
21. Хворова И.В., Вишневецкая В.С. Кремнистые породы складчатых поясов фанерозоя // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 59–78.
22. Холодов В.Н. Эволюция кремнеякопления в истории Земли // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 6–43.
23. Шуменко С.И. Роль организмов в карбонатно-кремнеякоплении // Роль биогеохимических исследований в расширении минерально-сырьевой базы СССР. Л.: Наука, 1986. С. 24–28.
24. Юдович Я.Э., Кеpruc М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 270 с.
25. Afanasieva M., Khokhlova I., Vishnevskaya V. Adaptive radiation of Radiolaria in geological time. Abstract of InterRad VI Firenze, 1991. P. 5.

26. Baumgartner P. Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites // *Eclogae geol. Helvetiae*. 1987. V. 80. N 3. P. 831–879.
27. Legett J.K. British Lower Palaeozoic block Shales and their paleoceanographic significance // *J. Geol. Soc. London*. 1980. V. 137. N 2. P. 139–154.
28. Kolar-Yurkovsek T. New radiolaria from the Ladinian Substage (Middle Triassic) of Slovenia (NW Yugoslavia) // *Neues Jahrbuch Geol. und Palaeont. Mh.* 1989. N 3. P. 155–165.
29. Vishnevskaya V.S. Significance of Mesozoic radiolarians for tectonostratigraphy in Pacific rim terranes of the former USSR // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1992. V. 96. P. 23–39.

Институт литосферы РАН,
Москва
Апрелевское отделение АО ВНИГНИ

Поступила в редакцию
3.VIII.1992

УДК 553.4(470.5)

© 1993 Константиновский А.А., Пачуковский В.М., Захарова О.Н.

К ПРОБЛЕМЕ РУДОНОСНОСТИ ТИМАНА

На основе обобщения новых данных рассмотрена проблема коренной золотоносности и алмазности байкальского фундамента Тиманского поднятия Русской плиты, а также условий размещения и формирования полиминеральных россыпей в палеозойском платформенном чехле. Сделан вывод о вероятном существовании в регионе проявленной рудной зоны, перспективной на обнаружение как коренных месторождений золота и алмазов, так и палеороссыпей золота, алмазов, редкометалльных и редкоземельных минералов в девонских конгломератах и гравелитах.

Данные, полученные в результате исследований авторов настоящей статьи, и обобщение материалов предшествующих работ ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ, Коми Филиала РАН, ИГЕМ РАН, Ухтинской и Тиманской экспедиций объединений "Полярноуралгеология" и "Архангельскгеология" [1, 7, 11–13, 15–20, 22] позволяют прийти к выводу, что Тиманский кряж представляет собой протяженную рудоносную зону, в которой кроме известных месторождений девонских бокситов и крупных титановых палеороссыпей могут быть обнаружены золоторудные месторождения в углеродистых сланцах и россыпи золота и алмазов в конгломератах, сходные с уже выявленными на Среднем Тимане (площадь Ичет-Ю).

Кряж расположен на северо-востоке Русской плиты и в тектоническом отношении резко отличается от центральных ее частей более молодым, байкальским, возрастом фундамента. Рассматриваемая региональная структура является одной из ветвей байкалид Урала [5, 6, 8, 21] и представляет собой цепь поднятий, вытянутую в северо-северо-западном направлении почти на 1000 км от Полудова Камня Северного Урала до п-ова Канин при ширине, достигающей 120 км. От смежной Русской плиты с нижнедокембрийским кристаллическим фундаментом Тиман отделен краевым швом, представляющим собой, по косвенным геологическим данным, крупный надвиг, а от палеозойско-мезозойской Печорской синеклизы – системой глубинных флексур и сбросов. Поднятия Южного, Среднего и Северного Тимана представляют собой различные по размерам сводово-глыбовые платформенные структуры, а ядрах которых обнажен байкальский складчатый фундамент, а при крыльях – девонские терригенные формации, являющиеся нижними горизонтами слабодислоцированного чехла эпибайкальской платформы.

Поисковый интерес представляют собой именно эти структуры, поскольку проявления золоторудной минерализации приурочены к породам байкальского фундамента, а с нижними горизонтами платформенного чехла связаны россыпные проявления и первые установленные россыпи золота с сопутствующими алмазами и редкометалльными и редкоземельными минералами в конгломератах и гравелитах.

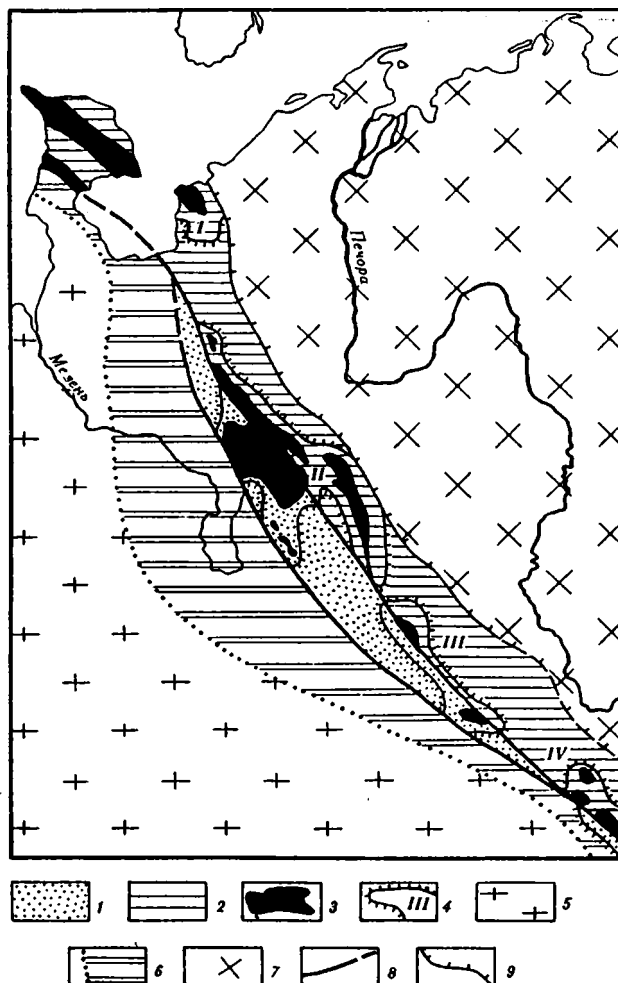
Байкальский фундамент представлен в различной степени дислоцированными толщами верхнего докембрия (среднего, верхнего рифея и, возможно, венда). Состав толщ в целом однообразен – преобладают углеродсодержащие филлитовидные сланцы и алевросланцы, которым подчинены кварциты, кварцито-песчаники, доломиты и известняки с биогермами строматолитов. Породы испытали слабый региональный метаморфизм (местами зональный), кливаж, а в зонах разрывных нарушений – дробление и катаклиз. Общая мощность разреза различными исследователями оценивается по-разному, но, вероятно, составляет не менее 10–12 км.

В строении байкальского фундамента Тимана выделяются две зоны северо-западного простирания, разделенные крупным разрывным нарушением [6, 9] (фиг. 1).

Юго-западная (внешняя) зона в современной структуре сохранилась главным образом в пределах поднятия Среднего и отчасти Южного Тимана. Для нее характерны относительно приподнятое положение и преобладающее распространение пород нижней части разреза, представленных на Среднем Тимане чет-ласской серией среднего рифея (кварцито-песчаники, сланцы) видимой мощностью не более 3,3 км. Важной особенностью зоны являются относительно слабые дислокации – толщи деформированы в пологие ($7-10^\circ$) широкие (15–20 км), местами сундучные складки.

Северо-восточная (внутренняя) зона прослеживается вдоль всего Тимана. Для нее характерно погруженное положение, соответственно большая мощность толщ и линейная складчатость северо-западного простирания с отчетливо проявленной вергентностью складок и взбросово-надвиговым строением продольных разломов с поднятыми восточными крыльями. Последнее указывает на перемещение масс во время складчатости в сторону более жесткой внешней зоны и расположенной за ней Русской плиты с кристаллическим фундаментом – явление, присущее многим геосинклинальным складчатым сооружениям. Во внутренней зоне развиты толщи средней и верхней частей докембрийского разреза – быстринская (3500 м), кислоручейская (1200 м), вымская и лунвожская (~6000 м) серии, испытывающие общее погружение на восток-северо-восток. Тектоническая мобильность внутренней зоны подтверждается также наличием в сланцевых толщах – аспидных и флишоидных формациях в разрезах барминской серии на Северном Тимане (румяничная свита), вымской и лунвожской серий на Среднем Тимане – горизонтов и прослоев турбидитов, указывающих на относительно глубоководные обстановки континентального склона, временами с некомпенсированным осадконакоплением. Для внутренней зоны характерно и локально проявленное усиление регионального метаморфизма пород до эпидот-амфиболитовой фации [6, 9], чего не отмечается во внешней зоне. Так, на Северном Тимане в поле развития филлитовидных углеродистых сланцев и метаалевролитов барминской серии одна из скважин (№ 112) вскрыла в пределах локальной гравитационной аномалии гранат-ставролитовые слюдяные сланцы. Продукты их разрушения в виде крупных (до 15–25 мм) полуокатанных кристаллов ставролита, частично замещенных каолинитом, и округлых зерен (до 2–3 мм) обогащенного марганцем альмандина насыщают заполнитель девонских кварцево-галечных конгломератов по рекам Малая Черная, Великая и др. [14]. Аналогичные концентрации крупных обломков ставролита и граната в девонских конгломератах обнаружены нами на Среднем Тимане по р. Умбе, где гранат-ставролитовые слюдяные сланцы пока неизвестны.

В связи с существованием внешней и внутренней зон уместно отметить приуроченность карбонатных толщ с обильными строматолитами к разделяющему зоны структурному шву (глубинной палеофлексуре). Это позволяет предполо-



Фиг. 1. Схема тектонического районирования Тимана и сопредельных территорий (по [6], с изменениями)

1—4 — Тиманский край (в платформенной структуре мегавал): 1 — внешняя зона пологих деформаций байкальского фундамента, 2 — внутренняя зона линейной складчатости байкальского фундамента, 3 — выходы байкальского фундамента на дневную поверхность, 4 — сводово-блоковые поднятия эпibaйкальской платформы (I — Северного Тимана, II — Среднего Тимана, III — Южного Тимана, IV — Полюдова Камня — северо-западная часть); 5—6 — Русская плита с раннедокембрийским кристаллическим фундаментом: 5 — приподнятая в рифее, 6 — погруженная в рифее (зона перикратонных опусканий); 7 — Печорская синеклиза с байкальским фундаментом; 8 — крупные разрывные нарушения; 9 — восточная граница внутренней зоны байкальского фундамента Тимана

жить, что карбонатные толщи представляют собой образования типа барьерных рифов (павьюгская свита верхнего рифея на Среднем Тимане и др.) [6], первоначально резвитые на приподнятом крыле флексуры и, вероятно, не накапливавшиеся в погруженной внутренней зоне.

Байкальская складчатость, в результате которой был сформирован фундамент Тиманского платформенного поднятия, произошла скорее всего во второй половине венда и завершилась внедрением интрузий: на Северном Тимане расположены небольшие массивы габбро, гранитов с молибденовым оруденением

и сиенитов. Невскрытые штоки гранитоидов по геофизическим данным предполагаются на Четласском Камне Среднего Тимана.

Состав и строение верхнедокембрийских толщ байкальского фундамента Тимана, порядок их мощностей, наличие завершающей складчатости, сопровождавшейся кливажом и региональным (хотя и слабым) метаморфизмом, а также внедрением орогенных гранитов, и молибденовое оруденение – признаки, позволяющие с достаточным основанием отнести палеопрогиб Тимана (в особенности внутреннюю его зону) к классу геосинклинальных структур. Сходство Тимана со складчатыми системами Енисейского кряжа, Патомского нагорья и Юдомо-Майского прогиба в обрамлении древней Сибирской платформы свидетельствует о принадлежности Тимана к миогеосинклинальным складчатым системам с характерной для них золотой минерализацией в "черносланцевых" формациях.

Проявления золотой минерализации установлены в углеродистых сланцах и метаалевролитах байкальского фундамента на Среднем и Северном Тимане и приурочены преимущественно к внутренней линейно-складчатой зоне. Они относятся к золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной рудным формациям, в меньшей мере – к малосульфидной золото-кварцевой формации.

Примечательно, что многие из изученных проявлений, относящихся к двум первым формациям, будучи локализованными в зонах смятия, рассланцевания и катаклаза вдоль разрывных нарушений, тяготеют к интервалам разреза терригенно-сланцевых толщ с повышенным (до 3–6%) содержанием C_{org} в сланцах и метаалевролитах, нередко характеризующихся к тому же повышенной (до 0,08 г/т) фоновой золотоносностью. Это позволяет считать, что в формировании зон наложенной кварцево-сульфидной прожилково-вкрапленной минерализации могло принимать участие первично седиментогенное золото, рассеянное в породах: путем его ремобилизации и переотложения под воздействием гидротермально-метасоматических процессов. Детальное изучение типичных минерализованных зон на севере Цильменского Камня (Средний Тиман), проведенное нами совместно с Д.А. Дорофеевым и И.З. Исакович (ЦНИГРИ), позволило выделить две разновозрастные минеральные ассоциации, установить типоморфные особенности главного рудного минерала – пирита и выявить тесную связь мелких выделений высокопробного самородного золота с поздним мелкозернистым пиритом, сопровождаемым марказитом, халькопиритом, пирротинном, сфалеритом, галенитом, минералом из группы арсенидов кобальта и никеля, кварцем, карбонатом и реже – блеклыми рудами.

Выявленные особенности рудной минерализации сближают ее с таковой в углеродистых терригенно-сланцевых толщах рифея Ленского золотоносного района Патомского нагорья. Это выражается в сходстве внешнего облика, текстур и структур минерализованных пород, их принадлежности к низкой ступени регионального метаморфизма, простом наборе рудных минералов, одинаковой последовательности их кристаллизации, присутствии реликтовых ильменита, лейкоксена и рутила, характерных для рудовмещающих сланцев, и связи золота с поздней ассоциацией новообразованных минералов.

Важной особенностью Тимана является то, что породы байкальского фундамента, включая минерализованные зоны, в конце раннего и в среднем девоне испытывали интенсивное химическое выветривание аллитного и сиаллитного профиля (что устанавливается наличием многочисленных фрагментов кор, как площадных, так и линейных). Это позволяет предполагать на участках относительно менее глубокого эрозионного среза существование над зонами золото-сульфидной минерализации золотоносных зон окисления, в том числе "железных" шляп.

Как и в Ленском районе, часть золота на Тимане связана с кварцевыми жи-

лами и зонами прожилкования. К рудному кварцу следует отнести две его разновидности – молочно-белый и серый непрозрачный, наличие металла в которых установлено пробирным анализом и подтверждено минералогическим. На участках обогащения девонских конгломератов гальками кварца таких разновидностей (как на юго-западном фланге золотоносного поля Ичет-Ю) в них заметно возрастает содержание мелкого и тонкого россыпного золота. Вероятно, золотоносен и полупрозрачный пятнисто-блочный кварц. В коренном залегании – в виде жил и прожилков его наблюдать не удалось, но на Цильменском Камне в части конгломератов его содержание в составе галек прямо коррелируется с содержанием россыпного золота.

Слабая изученность золоторудной минерализации в углеродистых сланцах байкальского фундамента не позволяет судить о масштабах оруденения и его распространении на площади. Однако по косвенным данным оно достаточно широко проявлено и на Северном и главным образом на Среднем Тимане (Южный остается слабо изученным). Это подтверждается находками золота в современном аллювии многих рек и ручьев, а также выявлением в них первых россыпных объектов. Золото в аллювии в целом очень мелкое (0,1–0,25 мм), высокопробное (930–980), сходное с металлом из зон кварцево-сульфидной и сульфидной минерализации в углеродистых сланцах фундамента, отчасти – из кварцевых жил. Но на участках широкого развития кварцево-жильного типа минерализации (р. Кыквож на севере Вымской гряды и др.) в современном аллювии, по данным В.А. Дудара (Ухтинская ГРЭ), преобладает среднее и крупное (до 2–3 мм) золото.

Роль карбонатных пород верхнего рифея для локализации золотой минерализации не установлена. Однако их положение вблизи проницаемой зоны крупного, длительно живущего нарушения благоприятно для проявлений гидротермально-метасоматических процессов и свидетельствует о возможности обнаружения золотого оруденения, сходного с таковым месторождения Карлин (США) и недавно открытого объекта Тас-Юрях в Юдомо-Майском прогибе.

Возраст золоторудной минерализации – конец позднего докембрия (вторая половина венда?) – совпадает с завершением формирования складчатой структуры Тимана и внедрением малых интрузий габбро, гранитов и сиенитов, упомянутых выше. Минерализация приурочена к разрывным нарушениям, осложняющим и местами секущим складчатую структуру. Вместе с тем оруденение заведомо древнее даек щелочно-ультраосновных пород и проявлений щелочного метасоматоза с радиологическим возрастом, по данным Н.А. Довжикова, 570–590 млн лет, отчетливо секущих золотоносные зоны на Среднем Тимане и связанных с первой эпохой рифтогенеза новообразованной эпибайкальской платформы.

Изложенные данные свидетельствуют о перспективности Тимана на обнаружение золоторудных месторождений в пределах выступов байкальского фундамента – главным образом во внутренней структурной зоне. При типу и возрасту они могут оказаться сходными с месторождениями в углеродистых сланцах Ленского золотоносного района, Присяня, Енисейского кряжа, а также, возможно, с зарубежными объектами в карбонатных толщах. Кроме них на Тимане вероятно обнаружение месторождений типа золотоносных зон окисления.

СТРОЕНИЕ И РУДОНОСНОСТЬ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХОЛА

Платформенный чехол представлен фрагментарно сохранившимися ордовикскими (?), силурийскими, ниже- и среднедевонскими и более широко развитыми верхнедевонскими, каменноугольными и нижнепермскими отложениями. В отличие от Русской плиты с кристаллическим фундаментом и ненарушенным чехлом на эпибайкальской платформе Тимана проявлена германотип-

ная тектоника с характерными для нее пологими брахиформными складками чехла, осложненными малоамплитудными (до 500 м) взбросами и крутыми надвигами. Структуры чехла в общих чертах наследуют байкальский план и даже сохраняют юго-западную вергентность, хотя и в ослабленной форме. Широко проявлены относительно молодые (раннепалеозойские) поперечные разрывы, с которыми связано заложение отрицательных структур, разделяющих сводово-блоковые поднятия Южного, Среднего и Северного Тимана. Проявления магматизма платформенной стадии представлены раннепалеозойскими дайками пикритов с карбонатитами на Среднем Тимане [7], малых штоков габбро с медно-никелевой минерализацией [4] и лампрофиров на Северном Тимане, покровами позднедевонских траппов и связанных с ними пирокластических пород, трассирующихся вдоль всего Тимана, а также единичными трубками девонских кимберлитов, выявленных на Среднем Тимане.

Ордовикские (?) отложения, коррелируемые с нибельской свитой Печорской синеклизы, сохранились на Среднем Тимане, где представлены маломощными (до 115 м) красноцветными песчаниками и алевролитами, вмещающими крупные титановые россыпи. Комплекс силурийских и нижнедевонских отложений, выделенный лишь на Северном Тимане, трансгрессивно залегает на байкальском фундаменте и прорывающих его малых интрузиях орогенного этапа. Он представлен маломощными (до 100 м) глинисто-карбонатными породами. В отношении палеороссыпей золота и алмазов нижнепалеозойские отложения каледонского цикла осадконакопления не представляют интереса, так как почти не содержат гравелитов и конгломератов; то же касается и тонкообломочных, глинистых и карбонатных толщ верхов девона, карбона и перми, имеющих широкое площадное распространение в погруженных структурах, значительную мощность и завершающих трансгрессивно построенный герцинский тектоно-седиментационный цикл.

Поисковый интерес представляют главным образом высоkozрелые терригенные отложения среди его и низов верхнего девона, начинающие герцинский цикл осадконакопления. Они несогласно перекрывают фрагменты чехла нижнепалеозойского возраста и байкальский фундамент с локально сохранившимися бокситоносной и гидрослюдисто-каолининовой корами выветривания. На карбонатных породах рифея девонские отложения заполняют древние карстовые полости и имеют нарушенное залегание, связанное с повторными проседаниями воронок и депрессий (как в Верхнецильменской впадине на севере Среднего Тимана). Отложения объединяют трансгрессивные осадочные циклы второго порядка с кварцево-галечными слабосцементированными конгломератами в основании каждого. В отличие от подстилающих и перекрывающих толщ, первоначально имевших широкое плащеобразное распространение, рассматриваемые конгломератсодержащие формации характеризуются резко изменчивой мощностью, отделены одна от другой поверхностями размыва и накапливались в неглубоких (до 500 м) грабенообразных впадинах, имевших, вероятно, рифтогенную природу. Особенно это относится к нижней (среднедевонской) формации (мощностью до 300 м на Северном и до 415 м на Среднем Тимане), быстро выклинивающейся к бортам впадин. Две вышележащие формации мощностью до 30 (нижняя) и до 95 м (верхняя) выходят частично за пределы впадин и "запечатывают" их.

Главное направление сноса рудоносного обломочного материала при накоплении продуктивных формаций установлено нами по ориентировке крупной и средней косой слоистости в песчаниках и пудингах – с запада и северо-запада на восток и юго-восток [13–16]. Питающими областями являлись выступы байкальского фундамента и обширная часть смежной с Тиманом Русской плиты, оставшейся в среднем и начале позднего девона приподнятой [2, 15].

Характеристика золота из коренных источников и девонских конгломератов Северного и Среднего Тимана

Золото содержащие породы	Элементы-примеси, %							Проба	Преобладающий размер золоти, мм
	As*	Cu	Fe	Mn	Pb*	Pd*	Sb*		
Зона золото-кварц-сульфидной минерализации в углеродистых сланцах и металавролитах	0,001—0,009	0,005—0,3	0,02—0,04	0,0001—0,0025	0,0025—0,007	0,003—0,01	0,002—0,007	945—980	0,07—0,5
Конгломераты**	0,001	0,003	0,01	0,0001	0,002	0,002	0,001	955—999	0,1—0,25

Примечание. Микроспектральный анализ золота выполнен в лаборатории ЦНИГРИ (аналитик И.П. Ланцев)

*Элемент встречается не во всех пробах.

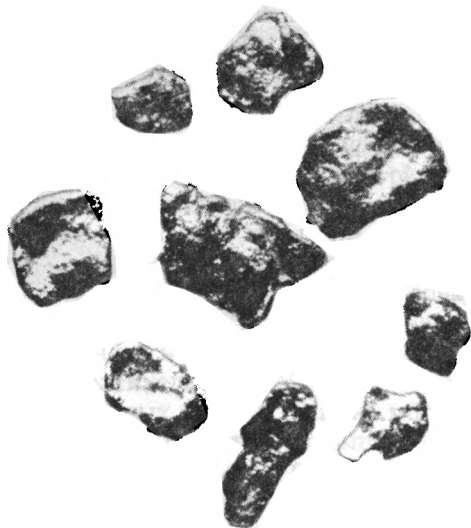
**Средние содержания по 12 пробам.

В конгломератах и гравелитах средне- и верхнедевонского возраста как на Северном, так и на Среднем Тимане [1, 11, 13, 15, 16, 19, 20, 22] установлено большое число проявлений россыпного золота, которому часто сопутствуют алмазы. Золото в девонских кварцевых конгломератах недавно обнаружено и на продолжении Тимана – по-ов Канин (устное сообщение А.Г. Валасиса). На Южном Тимане, где соответствующих исследований не проводилось, золото в девонских конгломератах не установлено, хотя его наличие весьма вероятно. Однако в них недавно обнаружены первые кристаллы алмазов. Кроме золота и алмазов в девонских конгломератах на Среднем Тимане установлены россыпные концентрации ниобиевых минералов – ильменорутила, колумбита, местами пироклора, которым сопутствуют редкоземельные ксенотим, монацит, куларит, флоренсит. Количественные соотношения всех этих ценных компонентов меняются от места к месту, что обусловлено размещением соответствующих коренных источников: в конгломератах известны проявления с преобладанием то золота, то алмазов, то редкометаллических и редкоземельных минералов.

Палеороссыпи относятся к динамическим классам ближнего (редко), умеренно-ближнего и умеренно-дальнего многоэтапного переноса. В генетическом плане это соответственно карстовые, ложковые, аллювиально-пролювиальные, дельтовые (небольших верных конусов, подвергшихся переработке морем) и пляжевые.

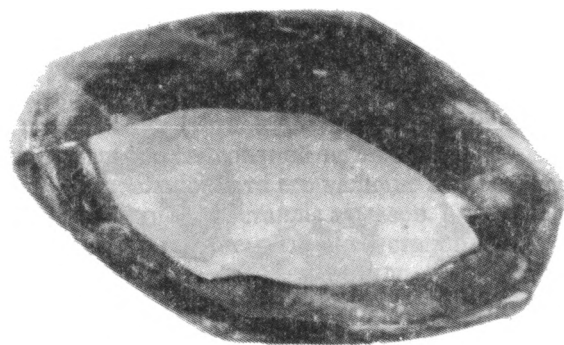
Золото в конгломератах и гравелитах очень мелкое – в основном 0,1–0,25 мм (таблица). По данным Л.А. Николаевой и С.В. Яблоковой (ЦНИГРИ), главными его особенностями являются глубокая, неоднократно возобновлявшаяся коррозия, а также признаки повторявшегося переотложения и транспортировки золотин, присущие золоту из древних конгломератов известных зарубежных объектов. Для золотин характерны зоны трансляций, рекристаллизация и уплотнение коррозионного слоя. Пребывание золота в корках выветривания подтверждается наличием нескольких генераций межзерновых прожилков. Характерный сильный металловидный блеск поверхности коррозионного слоя золотин обусловлен сплошной его рекристаллизацией с образованием новых зерен. В подчиненном количестве встречаются менее преобразованные золотины, коррозия которых варьирует от зародышевой до сплошной, занимающей от 5 до 30% их объема. Отмечаются случаи нарастания вторичного золота на низкопробное остаточное. Морфология частиц различна. Распространены тороидальные уплощенные золотины с утолщением – валиком по краям (фиг. 2), а также пластинчатые, таблитчатые, комковидные, дендритовидные. Встречаются гемиморфные и искаженные кристаллические формы. Средняя проба высокая (955–999). Примерно такие же значения пробы установлены Б.А. Богатыревым и др. (ИГЕМ РАН) при изучении золотин на микрозонде "Камека" MS-40. На поверхности частиц золота встречаются примазки каолинита, пленки и наросты гидроксидов железа, реже марганца, подтверждающие пребывание золота в корках химического выветривания. Элементы-примеси в золоте, выявленные количественным микроспектральным анализом в лаборатории ЦНИГРИ (по 12 пробам), приведены в таблице. Их ассоциация сходна с таковой в выделениях самородного золота из гидротермальных зон прожилково-вкрапленной кварцево-сульфидной и сульфидной минерализации, локализованных в углеродистых толщах байкальского фундамента. Это позволяет предварительно считать такие зоны главными коренными источниками россыпного золота в девонских конгломератах.

Алмазы из девонских россыпей сравнительно крупные (средняя масса целых кристаллов 30–50 мг, максимально до 249 мг), высокосортные, преимущественно водяно-прозрачные, кривогранные. Преобладают додекаэдровидные, что сближает их с алмазами из девонских и современных россыпей Западного склона

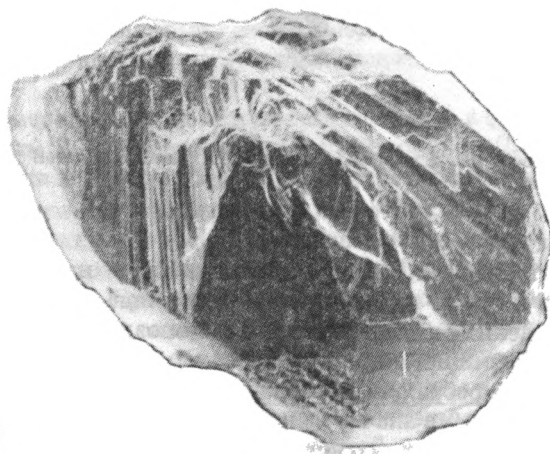


Фиг. 2. Россыпное золото из девонских кварцевых конгломератов Среднего Тимана (увел. 75)

Среднего и Северного Урала и Полюдова Камня. Как и на уральских, на них встречаются зеленые и бурые пятна поверхностной пигментации. Однако в отличие от многих уральских алмазов (как из Крестовоздвиженской и Вижайской россыпей) они практически не окатаны либо несут следы только аллювиального износа – зазубрины на ребрах, выколы на гранях (фиг. 3). На воздействие речных потоков указывает также значительное число мелких осколков алмазов с массой менее 5–7 мг. Все это позволяет предположить относительную близость коренных источников – в пределах 70–100 км. Последними, судя по присутствию в конгломератах небольшого количества минералов-спутников – пироба, хромшпинелидов с содержанием Cr_2O_3 более 50 мас.% и своеобразного циркона [10], являются кимберлиты. Однако алмазоносных кимберлитов на Тимане пока не обнаружено (три известные трубки на Вымской гряде алмазов не содержат). Это, по-видимому, закономерно, так как нигде в мире продуктивные кимберлиты в байкальском и более молодом складчатом обрамлении древних платформ не установлены. Вместе с тем алмазоносные кимберлиты ныне выявлены на северной окраине Русской плиты, где частично перекрыты карбоном и, вероятно, имеют среднепалеозойский возраст. С учетом направления переноса обломочного материала все это позволяет считать, что коренными источниками тиманских алмазов служили алмазоносные кимберлиты, расположенные главным образом за пределами Тимана – на прилегающей части Русской плиты. В современной структуре они погребены под мощным платформенным чехлом карбона, перми и более молодых отложений, с чем связаны трудности их обнаружения. И все же исключать вероятность выявления алмазоносных кимберлитов на Тимане нельзя, учитывая дважды повторявшиеся в палеозое эпохи рифтогенеза, благоприятные для кимберлитового вулканизма – на рубеже венда и кембрия и в среднем палеозое (конец раннего – начало среднего девона). С первой связано заложение (или, возможно, омоложение) поперечных тиманской структуре сбросов и сбросо-сдвигов и внедрение роев даек щелочно-ульт-



a



б

Фиг. 3. Алмазы из девонских кварцевых конгломератов Среднего Тимана (увел. 20)

a — додекаэдронд без следов механического износа; *б* — обломок кривогранного кристалла со следами интенсивного аллювиального износа

раосновных пород с карбонатитами, имеющих датировки 570–590 млн лет. Со второй — формирование многочисленных неглубоких грабенообразных впадин и проявление вначале безрудного кимберлитового (трубки на Вымской гряде с К–Аг-возрастом по флогопиту 385 млн лет — данные Н.А. Довжикова), а затем траппового вулканизма. Таким образом, коренные источники алмазов, с нашей точки зрения, в основном внетиманские и лишь частично — тиманские.

В отличие от них коренные источники ниобиевых и редкоземельных минералов, содержащихся в конгломератах, как и источники золота находятся в местном байкальском фундаменте. Ими служили приконтактные части даек пикритов с карбонатитами, а также зоны эгирин-полевошпатовых метасоматитов, известные на Четласском Камне Среднего Тимана [7]. Это определяет сравнительно недалекий в целом перенос ильменорутила, колумбита, монацита, куларита, ксенотима и флоренсита до участков их концентрации в конгломератах и гравелитах.

1. Господство "черносланцевых" формаций среди верхнедокембрийских толщ байкальского фундамента Тимана, единство внутренней структурной зоны, трассирующейся через Южный, Средний и Северный Тиман на п-ов Канин, наличие в ней многочисленных золоторудных проявлений в сланцах и разновозрастных россыпных проявлений, связанных с их размывом, позволяют выделить Тиман в качестве крупной потенциально золоторудной зоны, расположенной в относительно доступной европейской части России, а выступы фундамента Южного, Среднего и Северного Тимана – соответственно как потенциально золоторудные районы. Последние перспективны на обнаружение месторождений, сходных с известными в углеродистых терригенно-сланцевых формациях Патомского нагорья, Присаянья и Енисейского края, а также с объектами в карбонатных толщах и зонах окисления.

2. В потенциально рудоносных районах Тимана могли формироваться и алмазоносные кимберлиты. На это косвенно указывают, во-первых, дважды повторявшиеся в палеозое эпохи рифтогенеза, благоприятные для проявлений щелочно-ультраосновного (в том числе кимберлитового) вулканизма. Во-вторых, слабый в целом износ алмазов, свидетельствующий о недалекой их транспортировке (возможно, с поднятий местного фундамента).

3. На флангах потенциально золоторудных районов, где обнажены высокорельефные терригенные формации девона, в конгломератах и глинистых пудингах, заполняющих древние промоиды, палеодолины и карстовые депрессии, можно ожидать полиминеральные россыпи ближнего сноса с переменными количествами золота, алмазов (здесь, возможно, и крупных), редкометалльных и редкоземельных минералов. В ассоциации с ними поисковый интерес представляют значительные концентрации ниобия и редких земель в каолиновых глинах и бокситах девонского возраста [3]. С удалением от выступов байкальского фундамента к востоку и юго-востоку и сменой фаций в конгломератосодержащих горизонтах можно прогнозировать стратиформные палеороссыпи умеренно дальнего сноса типа выявленных на площади Ичет-Ю [13, 16, 19, 20, 22].

Список литературы

1. Апенко М.А., Матвеева Г.В., Плотнокова М.И. Открытие алмазов на Тимане и перспективы его алмазоносности // Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1960. Вып. 40. С. 5–13.
2. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 11 / Под ред. А.П. Виноградова. М.: Недра, 1969. 65 с.
3. Беляев В.В., Лихачев В.В., Швецова И.В. Бокситоносная кора выветривания полевошпатовых метасоматитов на Среднем Тимане. Сыктывкар, 1983. 33 с. (сер. препринтов "Научные доклады Коми фил. АН СССР. Вып. 91).
4. Бондарев В.П. Минералогический очерк медно-никелевого оруденения Северного Тимана // Проблемы геологии Европейского севера СССР. М.: Наука, 1984. С. 34–53.
5. Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента Русской платформы по данным региональных геофизических исследований // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 85, 1963. 203 с.
6. Гецен В.Г. Тектоника Тимана. Л.: Наука, 1987. 169 с.
7. Довжиков Н.А. Минералогия и геохимические особенности щелочно-ультраосновной дайковой серии Среднего Тимана: Дис. ... канд геол.-минер. наук Л.: Ленинградский гос. ун-т, 1986. 16 с.
8. Журавлев В.С., Гафаров Р.А. Схема тектоники северо-востока Русской платформы // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128. № 5. С. 1023–1025.
9. Журавлев В.С., Осадчук С.И. Структурно-фациальная зональность рифейского складчатого фундамента Тимана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1960. Т. XXXV. № 3. С. 89–102.
10. Илупин И.П., Константиновский А.А., Сандомирская С.М. Новые данные о хромшпинелидах, пиропсах и своеобразном цирконе из среднедевонских терригенных отложений Северного Тимана // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 3. С. 687–691.

11. Каминский Ф.В., Ключев Ю.А., Константиновский А.А. и др. Находки алмазов в палеозойских отложениях Тимана // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228. № 4. С. 917–920.
12. Константиновский А.А. Новые данные о золотоносности кварцевых конгломератов среднего Северного Тимана // Тр. ЦНИГРИ. 1982. Вып. 172. С. 119–122.
13. Константиновский А.А., Захаров О.Н. Зональность размещения и особенности генезиса полиминеральных россыпей в продуктах перемыва древних кор выветривания на Среднем Тимане // Тр. ЦНИГРИ. 1989. Вып. 240. С. 57–69.
14. Константиновский А.А., Левин В.И., Пиотровский С.В. Природные модели алмазных россыпей в конгломератах. М.: Недра, 1984. 133 с.
15. Константиновский А.А., Прокопчук Б.И. Среднедевонская кварцево-песчаная формация восточной окраины Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 9. С. 119–130.
16. Константиновский А.А., Цаплин А.Е. Условия концентрации золота в девонских конгломератах Тимана // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 227. С. 45–50.
17. Кочетков О.С. Закономерности формирования и связь с докембрием палеозойских россыпей в пограничных зонах древних платформ и геосинклиналей (на примере Тимана) // Древние и погребенные россыпи СССР. Ч. 1. Киев: Наук. думка, 1977. С. 141–146.
18. Кочетков О.С., Плякин А.М. К перспективам метаморфогенного оруденения в фундаментах платформ (на примере Тимана) // Матер. 11-й науч. конф. Ухтинского индустриального ин-та. Сыктывкар, 1973. С. 23–35.
19. Когов А.А., Повонский В.И., Яцкевич Б.А. Металлоносные конгломераты одного из районов Восточно-Европейской платформы // VIII Всесоюз. совещ. по геологии россыпей (тез. докл.) Киев: Наук. думка, 1987. С. 176–178.
20. Овсянников И.И., Бароха Л.С., Яцкевич Б.А. и др. Вещественный состав и возможные источники ископаемых полиминеральных россыпей одного из районов Восточно-Европейской платформы // VIII Всесоюз. совещ. по геологии россыпей (тез. докл.). Киев: Наук. думка, 1987. С. 187–188.
21. Пучков В.Н. Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л.: Наука, 1975. 203 с.
22. Цаплин А.Е., Битков П.П., Михайлов И.В., Пачуковский В.М. Ископаемые комплексные россыпи Тимана // Кайнозойские отложения Европейского северо-востока СССР и геология россыпей (тез. докл. Всесоюз. совещ.) Сыктывкар: Изд-во Коми НЦ АН СССР, 1987. С. 85–87.

ЦНИГРИ, Москва

Поступила в редакцию
6.VII.1992

УДК 553.632:551.7.022

© 1993 Корневский С.М.

ЭВАПОРИТЫ И РУДОГЕНЕЗ.
СООБЩЕНИЕ 2. ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА
МИНЕРАГЕНИИ КАЛИЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Анализируются особенности минерагении калиеносных формаций и роль галогенеза (галогенных формаций) в образовании комплекса сопутствующих им рудных и неметаллических полезных ископаемых. Определяются критерии прогнозной оценки всего этого комплекса.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ КАЛИЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ
И ИХ ЛИТОКОМПЛЕКСОВ

Калиеносные формации среди галогенных формаций имеют наиболее значительные (сотни и первые тысячи метров) мощности и литологически самые разнообразные и полные разрезы. Они характеризуются ритмичным строением благодаря чередованию глинистых, карбонатных, ангидритовых и соляных пород. Роль этих пород, степень насыщенности солями разрезов конкретных формаций существенно изменяются. Калиеносные формации чаще имеют наиболее соленасыщенные разрезы и включают самые полные наборы соляных пород, в том числе и различных калийно-магниевых солей, а также сопровождающих их микрокомпонентов, таких, как бром, бор, рубидий, цезий и др.

По набору калийно-магниевых солей калиеносные формации, как уже отмечено выше, делятся на три типа: хлоридный, сульфатно-хлоридный и сульфатный. В первом типе формаций различают три подтипа: сильвинито-галитовый, сильвинито-карналлит-галитовый и сильвинито-карналлит-бишофит(тахгидрит)-галитовый. Каждый из этих типов и подтипов калиеносных формаций кроме различий минерального состава калийно-магниевых солей имеет и другие особенности, включая литологию и стратиформную (наложенную) минерализацию [1, 2].

Наиболее широко во времени и пространстве распространены калиеносные формации хлоридного типа, в которых залежи калийно-магниевых солей представлены только хлоридами – сильвинитом, карналлитовой и бишофитовой (или тахгидритовой) породами. Три вышеуказанных подтипа данных формаций различаются полнотой набора этих пород – от сильвинитовой к сильвинито-карналлитовой, до сильвинито-карналлит-бишофитовой (или тахгидритовой). Самым распространенным из указанных трех подтипов формаций является сильвинито-карналлит-галитовый, с широким временным диапазоном от кембрия до палеогена. Подтип с полным набором калийно-магниевых солей характерен лишь для нижнемеловых формаций Бразилии, запада Африки и Таиланда-Лаоса. Формации сильвинито-галитового подтипа немногочисленны и невелики по масштабу и связаны преимущественно с более молодыми кайнозойскими отложениями.

Калиеносные формации сульфатно-хлоридного типа наряду с преобладающими залежами хлоридных калийно-магниевых солей (таких же, что и в формациях хлоридного типа) в менее значительных объемах включают сернокислые калийно-магнєвые породы: полигалитовые, каинитовые, лангбейнитовые, кизеритовые и др. Литология разрезов этих формаций, наборы пород, вмещающих залежи калийно-магниевых солей, мало чем отличаются от таковых калиеносных формаций хлоридного типа. Их особенностью является характерная только для них бороносность пород, достигающая нередко промышленного значения (во всяком случае для попутной добычи). Катионный состав боратов коренных пород данных формаций определяется литологией бороносных горизонтов. При выходе этих горизонтов в зону гипергенеза образуются более обогащенные бором залежи остаточных боратов, наиболее перспективные и доступные для эксплуатации. Калиеносные формации сульфатно-хлоридного типа характерны для пермского времени.

В хлоридных калийно-магниевых солях, как хлоридных, так и сульфатно-хлоридных калиеносных формаций, уже давно установлено наличие высоких содержаний брома, достигающих промышленных значений в карналлитовых и особенно в бишофитовых породах. В последние десятилетия в карналлитовых породах обнаружены горизонты с повышенными содержаниями рубидия (нижние карналлитовые пласты), а иногда и цезия (завершающие карналлитовые пласты). Эти компоненты могут извлекаться попутно при эксплуатации вмещающих калийно-магниевых солей.

В калиеносных формациях хлоридного и сульфатно-хлоридного типов ценным минеральным сырьем для горнодобывающей промышленности прежде всего являются соляные породы — каменная и калийно-магнєвые соли, а также компоненты, которые с ними связаны, — бораты, бром, рубидий и цезий. Особенно в больших количествах в народном хозяйстве потребляются соли. Поваренная соль просто необходима человеку. Она, как и калийно-магнєвые соли, потребляется в народном хозяйстве в огромных количествах.

С калиеносными формациями этих двух типов кроме традиционного промышленного соляного минерального сырья с их ангидрито-карбонатно-терригенными горизонтами и литокомплексами связаны еще некоторые полезные ископаемые. Прежде всего ими являются сами породы этих горизонтов, такие, как гипс (ангидрит) и различные карбонаты (известняки, реже доломиты и даже магнезит). Для них характерно также наличие месторождений и самородной серы. Особенно часто они образовывались в тех регионах, где в отложениях, подстилающих калиеносные формации, имелись углеводороды. Серообразованию благоприятствовали соседство калиеносных формаций (экрана) с нефтегазовыми месторождениями и наличие дизъюнктивной тектоники, что способствовало восстановлению углеводородами сульфатов до сероводорода, а затем и до самородной серы. Последняя отлагалась в карбонатных горизонтах, контактирующих с ангидритовыми или гипсовыми. В подобных же условиях залежи самородной серы образовались в карбонатно-гипсовых кепроках солянокупольных структур.

В периферийных ангидрито-карбонатных литокомплексах данных калиеносных формаций довольно часто представлены целестинсодержащие (иногда барито-целестиновые) пласты, а иногда и флюоритсодержащие. Целестинсодержащие горизонты имеются почти во всех калиеносных формациях, содержащих ангидрито-карбонатные породы. Если горизонты ангидрита и карбонатных пород неоднократно чередуются, то таких целестинсодержащих пропластков в разрезе формации может быть несколько. Флюоритсодержащие пласты чаще из-за невысоких (15–25%) содержаний флюорита имеют лишь минералогический

интерес. В отдельных регионах (к примеру, в пермских формациях кунгура и цехштейна) они более богаты (30–50%) флюоритом.

С карбонатными породами периферийных литокомплексов формаций вышеуказанных типов местами связаны сульфидная свинцово-цинковая минерализация, а иногда ртутное и марганцевое оруденения. В терригенных породах, непосредственно вмещающих (подстилающих) подобные калиеносные формации, часто встречаются горизонты медистых песчаников или сланцев. В некоторых галогенных регионах они являются медными рудами, имеющими промышленное значение.

Калиеносные формации сульфатного типа имеют специфическую литологию, и более молодой кайнозойский возраст. Для них характерна высокая глинистость соляных пород и всего разреза формаций. Часто в их разрезе почти полностью отсутствуют горизонты карбонатных пород, тогда как ангидриты представлены единичными маломощными пластами. Залежи калийно-магниевого солей сложены преимущественно такими сульфатно-магниевыми минералами, как каинит, лангбейнит, кизерит и полигалит. Из хлоридов в них представлен сильвинит и реже карналлит. Благодаря высокой глинистости пород разреза формаций этого типа их бороносность крайне низкая. Вследствие невысоких содержаний карналлита невысоки перспективы наличия в породах разреза повышенных содержаний брома и рубидия. Наконец, из-за отсутствия в калиеносных формациях этого типа горизонтов карбонатных пород и бедности их пластами ангидрита в собственно калиеносных субформациях очень редко встречаются бедные горизонты с вкрапленностью самородной серы и свинцово-цинковой сульфидной минерализацией. Более богатые руды этого типа иногда встречаются на периферии данных калиеносных регионов, где они связаны с карбонатно-ангидритовыми (гипсовыми) толщами, подстилающими или перекрывающими данные формации и порою с ними прямо не связанные.

Как можно видеть, калиеносные формации каждого из трех типов имеют свою четкую специализацию на комплекс калийно-магниевого солей и вмещающих их пород, а отчасти также и сопровождающей их рудной и нерудной минерализацией. Такая дифференциация литологии и минерального состава этих разрезов возникает благодаря закономерному изменению физико-химических условий седиментации в калиеносных солеродных бассейнах различных типов. Типаж их определялся эволюцией состава воды Мирового океана во времени, литологией и химизмом вод областей сноса.

Наиболее распространенные калиеносные формации хлоридного типа имеют среди отложений кембрия, девона, перми, триаса, юры, мела и палеогена. Калиеносные формации сульфатно-хлоридного типа характерны для пермского времени, а формации сульфатного типа – для кайнозоя. Отметим также, что достаточно редким и своеобразным является сильвинито-карналлитобифитовый (тахгидритовый) подтип калиеносных формаций хлоридного типа, свойственный нижнемеловым формациям Бразилии, Конго и Таиланда. Типаж калиеносных формаций, определяемый минеральным составом калийно-магниевого солей, позволяет в свою очередь легко прогнозировать перспективы наличия в них повышенных содержаний ряда сопровождающих компонентов, таких, как бром, рубидий и цезий. Более высокая магнезиальность пород (доломиты и даже пропалски магнезита, карналлиты и бифиты) в калиеносных формациях сульфатно-хлоридного типа при малой глинистости галогенных пород их разреза создали благоприятные условия для того, что именно с этим типом формаций связана специфическая довольно значительная бороносность как соляных пород, так и карбонатно-гипсовых кепроков.

Наличие стратиформной и наложенной рудной и нерудной минерализаций,

обнаруживаемых в периферийных ангидрито-карбонатно-терригенных литокомплексах калиеносных формаций, определяется их литологией, степенью интенсивности дизъюнктивной тектоники и наличием в подсолевых отложениях углеводородов. Наличие пеплового материала в терригенных прослоях некоторых формаций не исключает поступления в солеродные бассейны и рудоносных гидротерм, подобных тем, которые в настоящее время поступают во впадины дна Красного моря.

Уже на первых этапах засоления бассейнов — садки сульфатов и массовой гибели органики — возникали зоны сероводородного заражения, создававшие гидрохимические барьеры, на которых улавливались и осаждались поступающие в бассейны рудные компоненты. Именно в таких условиях в самых низах разрезов галогенных формаций, в их периферийных литокомплексах или соседних их латеральных эквивалентах могли формироваться горизонты медистых песчаников или сланцев, а затем карбонатных пород с сульфидным свинцово-цинковым оруденением. Таковыми же были условия для концентрирования свинцово-цинкового оруденения в подсолевых карбонатных горизонтах или обрамляющих галогенные формации карбонатных рифах. Благоприятная обстановка для рудообразования во всех этих случаях создавалась галогенезом — выносом рудного вещества хлоридными рассолами (его растворителями) и осаждением его у образуемых галогенами же сульфатных (сероводородных) барьеров. Это свидетельствует с тесной связью в калиеносных регионах гало- и рудогенеза.

В дальнейшем, в основную фазу накопления мощных соляных толщ, последние обычно становились надежными экранами для подсолевых рудоносных растворов и углеводородов. Однако в периферийных полосах соленосных бассейнов, где невелика мощность галогенных формаций и они здесь представлены преимущественно ангидрито-карбонатно-терригенными породами, разбитыми разломами на блоки, рудоносные растворы местами могли поступать в рагу и осадки бассейна с фиксацией свинцово-цинкового оруденения, целестиновой, баритовой, флюоритовой и марганцевой минерализацией в некоторых карбонатных горизонтах и опять же на сульфатных (сероводородных) барьерах.

На зазершавшей стадии галогенеза и в последующее время в покровных карбонатно-сульфатных толщах или в кепроках солянокупольных структур возникали также условия для образования свинцово-цинкового оруденения, а иногда флюорита, барита и целестина. Процессами диагенеза осуществлялось перераспределение минерализации стратиформных целестин- и флюоритсодержащих (ратовкитовых) горизонтов.

Таким образом, наборы минерализации в различных литокомплексах калиеносных формаций более резко дифференцируются, чем в определенных типах и подтипах этих формаций. В связи с этим повышается интерес к выявлению закономерностей размещения и смены различных литокомплексов калиеносных формаций всех типов и подтипов, а также наборов минерализации каждого литокомплекса, выявления четкой стратификации и приуроченности к определенным разновидностям пород минерализованных горизонтов.

На значительной части площади калиеносные формации сложены преимущественно соляными породами, образующими обобщенный (основной, суммарный) соляной литокомплекс. Мощность его резко падает к бортовым уступам (разломам), за пределы которых он распространяется лишь локально и сравнительно мало. Соляной литокомплекс обрамляется ангидрито-карбонатно-терригенными литокомплексами. В разрезе калиеносных формаций от их центра к периферии за пределами бортовых уступов резко возрастает роль пластов сначала ангидрита, затем карбонатных пород и, наконец, терригенных. Такова

самая обширная принципиальная схема размещения литокомплексов калиеносных формаций.

Собственно соляной (галитсодержащий) литокомплекс дифференцируется на ангидрит-галитовый и преимущественно галитовый литокомплексы, внутри которых выделяются калиеносные литокомплексы. Каждый тип и подтип калиеносных формаций представлен специфическими наборами калиеносных литокомплексов, что определяется характерной для них стратификацией пластов различных калийно-магниевых солей и изменением площадей их распространения на каждом уровне с преобладающей тенденцией сокращения их к верхней части разреза. Местные аномалии распределения калиеносных литокомплексов обусловлены проявлениями локальной тектоники (различными поднятиями, блоковыми структурами, уступами и т.д.).

Наиболее четко зрительно выявляются особенности (довольно закономерные) размещения калиеносных литокомплексов у калиеносных формаций хлоридного (также и у их подтипов) и сульфатно-хлоридного подтипов. Для калиеносных формаций схема их размещения самая простая. В формациях сильвинито-галитового подтипа имеется лишь один калиеносный литокомплекс, одноименный с названием подтипа. У карналлит-сильвинито-галитового подтипа формаций выделяются уже два литокомплекса; сильвинито-галитовый литокомплекс часто опоясывает карналлит-сильвинито-галитовый. Наконец, для бишофито-карналлит-сильвинито-галитового подтипа характерно наличие трех литокомплексов. Их зональное расположение нарушается лишь в калиеносных структурах с дробным блоковым строением и в связи с интенсивным образованием в залежах калийно-магниевых солей зон замещения и разубоживания.

Для калиеносных формаций сульфатно-хлоридного типа характерно наличие тех же трех калиеносных литокомплексов, что и в хлоридных калиеносных формациях, с наиболее полными наборами калийно-магниевых солей. Эти литокомплексы, располагающиеся в наиболее прогибавшейся центральной части солеродного бассейна, локально включают подчиненные пропластки сульфатных калийно-магниевых пород с каинитом, лангбейнитом или кизеритом. Только в единичных формациях эти породы достигают практического значения и образуют особые литокомплексы. В периферийных прибортовых полосах пластов литокомплексов местами наряду с сильвинитами представлены пласты полигалитовой породы, иногда весьма мощные. Здесь имеются как сильвинито-полигалито-галитовый, так и полигалито-галитовый литокомплексы. Карналлитовые и особенно бишофитовые породы этих формаций наиболее богаты бромом, а карналлитовые породы — еще рубидием и реже цезием. Для калиеносных формаций сульфатно-хлоридного типа характерна бороносность пород их разреза.

Почти уникальные калиеносные формации сульфатного типа имеют самый пестрый рисунок смены калиеносных литокомплексов. Последние здесь обычно локализованы в небольших впадинах наиболее подвижных поперечных блоков фундамента. В осевой или центральной части бассейна преобладают литокомплексы, содержащие каинитовую и лангбейнитовую породы, а также породы более сложного состава — типа хартзальца. Количественный состав этих пород в пластах подвержен резким изменениям. Здесь представлены хартзальц- и лангбейнит-каинитсодержащие, а также смешанный литокомплексы. Но их выделение — задача довольно сложная.

В периферийных приплатформенных участках калиеносных формаций сульфатного типа местами наряду с каинитовыми породами имеются залежи сильвинитов, реже и карналлитовой породы. На этих площадях выделяется каинито-

сильвинитовый литокомплекс. В Предкарпатье он представлен глинистыми соляными породами.

Периферийные ангидрито(гипсо)-карбонатно-терригенные литокомплексы калиеносных формаций могут представлять интерес как возможные месторождения гипса и карбонатных пород. С карбонатными горизонтами ангидрито-карбонатных литокомплексов связаны крупные месторождения самородной серы, рудопоявления целестина, флюорита, сульфидов свинца и цинка, марганцевой минерализации. Концентрация указанного набора минерализации определяется особенностями литологии разреза периферийных литокомплексов и геолого-структурными факторами (наличием разломов, поднятий), а также присутствием в подсолевых отложениях углеводородов, восстанавливающих природные сульфаты до сероводорода и создающих гидрохимические (сероводородные) барьеры, на которых улавливается вышеуказанная минерализация. Перенос рудных компонентов осуществлялся хлоридными растворами, в которых их растворимость увеличивалась. Тесная взаимосвязь гало- и рудогенеза определяет закономерное размещение рудной и нерудной минерализаций в определенных литологических горизонтах и литокомплексах галогенных формаций. Эта взаимосвязь существовала на стадиях седиментогенеза, диагенеза и даже гипергенеза.

При образовании кор выветривания галогенных формаций, так называемых глинистых карбонатно-гипсовых шляп и кепроков, из коренных галогенных пород в первую очередь процессами гипергенеза удаляются легкорастворимые соли, образуются рассольные горизонты. Среди нерастворимых остаточных образований соответственно возрастают концентрации сопровождающей галогенные формации рудной и нерудной минерализации – боратов, целестина, барита, флюорита и сульфидов полиметаллов. Гипсифицированные пласты ангидрита становятся минеральным сырьем, более благоприятным объектом эксплуатации. Под карбонатно-гипсовыми и глинисто-гипсовыми шляпами над головами пластов сульфатных калийно-магниевых солей образуются залежи мирабилита, а над ними – горизонты минеральных вод.

КРИТЕРИИ КОМПЛЕКСНОЙ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ГАЛОГЕННЫХ РЕГИОНОВ НА МИНЕРАЛЬНЫЕ СОЛИ И СОПУТСТВУЮЩИЕ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ И РУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Прогнозная оценка на минеральные соли в настоящее время с достаточной степенью надежности осуществлялась по сумме положительных показаний ряда поисковых критериев. Среди них определяющими являются тектонические (структурные) критерии, так как галогенные формации приурочены к крупным интенсивно прогибавшимся элементам земной коры. Таковыми являются предгорные прогибы окраин платформ, краевые прогибы межгорных впадин и внутриплатформенные авлакогены, а также наложенные на них синеклизы и грабены. Для прогноза существенна роль стратиграфического (эпохи интенсивного соленакопления), литологического, палеоклиматического, палеогеографического и гидрогеохимического критериев [3].

Тектоническим критерием в пределах вышеуказанных прогибов, синеклиз и авлакогенов выделяются наиболее прогнутые площади впадин и поперечных блоков. Именно они перспективны на наличие калийно-магниевых солей. Структурные карты галогенных формаций (изомощностей, изогипс почвы и кровли) и подсолевого фундамента позволяют эту оценку существенно детализировать, ибо на интенсивно прогибавшихся площадях этих структур, как правило, максимальны мощности и наиболее полны разрезы галогенных формаций, а также оптимальны перспективы их калиеносности. Полнота разреза формации

прямо связана со степенью разнообразия набора в нем калийно-магниевого солей.

Калиеносные формации, экранирующие залежи углеводородов, благодаря блоковому строению подсолевого фундамента перспективны для образования сероводородных барьеров и месторождений самородной серы и сульфидов полиметаллов. Наиболее благоприятными для этого представляются зоны при- бортовых линейных разломов, а также участки пересечения их с поперечными разломами.

Вышеуказанные разломы являются также фактором, способствующим транспорировке и отложению флюоритовой, целестиновой и баритовой минерализаций. Эти минерализованные растворы образовали как жильное, так и стратиформное (линзообразное) оруденения.

Для прогноза используются структурно-тектонические карты поверхностей фундамента и подсолевого ложа, а также дизъюнктивных нарушений в подсо- левых и соленосных толщах. В более детально изученных галогенных регионах составляются для этой же цели карты изомощностей калиеносных формаций и серия геологических разрезов, на которых фиксируются выявленные нару- шения и сопровождающая минерализация.

Калиеносны обычно крупные (по площади и мощности) галогенные форма- ции, приуроченные преимущественно к прогибам, обрамляющим платформы, и внутриплатформенным грабенам. Эти структуры ограничены протяженными линейными краевыми разломами, близ которых обычно проходит граница раз- дела соляных и бессолевого литокомплексов вышеуказанных формаций. Пост- седиментационная тектоника в калиеносных формациях проявлялась в форми- ровании складчатости, надвиговых дислокаций, сбросов вплоть до образования солянокупольных и диапировых структур. Именно высокая тектоническая активность в калиеносных регионах являлась причиной создания благоприят- ных условий для садки более полного набора минеральных солей, а также сопровождающих их компонентов и еще рудной и нерудной минерализации, связанной с ангидрито-карбонатными горизонтами данных формаций и кепро- ками соляных куполов.

Стратиграфический критерий или учет эпох интенсивного соленакопления, с которыми связано образование крупных калиеносных формаций, ориентирует геологов на целесообразность первоочередного изучения минерации ранне- кембрийских, средне- и верхнедевонских, пермских, триасовых, позднерусских, раннемеловых и палеоген-неогеновых калиеносных формаций. Этот критерий выделяет формации, которые по своей минерации заслуживают наиболее внимательного изучения.

Литологический критерий, вслед за тектоническим, является одним из важ- нейших при производстве минерогенических исследований в калиеносных регионах. С его помощью четко разграничиваются площади, перспективные для распространения комплекса минеральных солей и сопровождающих их ком- понентов от площадей распространения ангидрито-карбонатных толщ и гори- зонтов с рудной и нерудной минерализациями. В первом приближении это достигается составлением карт распространения литокомплексов калиеносных формаций с выделением соляных и бессолевого литокомплексов, а затем и их дробных разновидностей. Выделяемые по этим картам площади, перспективные на различные полезные ископаемые и компоненты, уточняются по материалам изучения разреза калиеносных формаций, детализируется их местоположение по вертикали и литорали.

Проведенная типизация калиеносных формаций и составление карт распрост- ранения литокомплексов для каждого их типа и подтипа позволили увидеть характер размещения различных калийно-магниевого солей. С этим увязывает-

ся и определение перспектив размещения сопровождающих их компонентов – боратов, брома, рубидия и др.

Анализ размещения рудной минерализации в породах бессолевого литокомплекса выявил характер зональности размещения соединений меди (в терригенных отложениях), цинка и свинца (в карбонатных породах) соответственно по вертикали снизу и по литорали от периферии к центру формации. Горизонты медистых песчаников и сланцев встречаются не только в почве галогенных формаций, но и в непосредственно вмещающих их толщах, часто даже уже на площадях, сопредельных с галогенными регионами. Местами в подсолевых карбонатных толщах обнаруживаются также жильные свинцовые и цинковые руды, имеющие обратную зональность по вертикали. В парагенезисе с ними порою отмечается барито-киноварная минерализация.

Целестиновая (иногда с баритом), флюоритовая и марганцевая минерализации связаны с карбонатными горизонтами калиеносных формаций обычно в пределах распространения их бессолевых литокомплексов, часто в зонах, прилегающих к прибортовым разломам (ступеням) прогибавшихся структур. Именно в этих зонах имелись наиболее благоприятные условия для поступления как в солеродный бассейн, так и позднее в его придонные осадки соответствующей минерализации из глубинных источников.

Целестин-баритовая, флюоритовая, а также свинцово-цинковая минерализации обнаруживаются порою и в кепроках солянокупольных структур, точнее, в их карбонатных породах. Карбонатно-гипсовые кепроки поэтому перспективны для поисков указанной минерализации, а также месторождений самородной серы. Эти перспективы более высоки в прибортовых зонах кепроков, где имелись благоприятные условия для поступления минерализованных вод с углеводородами и образования сульфатно-сероводородных барьеров (редукции сульфатов).

Палеоклиматический критерий корректирует выбор тектонических структур (или их частей), благоприятных для интенсивного галогенеза, так как для соленакопления необходим аридный или, по меньшей мере, полуаридный климат. Сочетание положительных перспектив, определенных тектоническим, палеоклиматическим и литологическим (или хотя бы стратиграфическим) критериями, позволяет решать основные проблемы прогноза галогенных формаций и калийно-магниевых солей. Весь комплекс проблем минерагении калиеносных формаций прорабатывается с конкретным учетом их типизации, наличия в разрезе карбонатно-ангидритовых горизонтов, степени интенсивности дизъюнктивной тектоники и наличия в подсолевых отложениях углеводородов.

Палеогеографический критерий, использующий данные реконструкции калиеносных палеобассейнов (литофаций, области питания морской водой и стока с прилегающей суши и др.), позволяет уточнять основные черты седиментации осадков и эволюции бассейна в период соленакопления, изменения его акватории, полноты разрезов и их калиенасыщенности в различных частях бассейна. Это дает возможность вводить коррективы на степень калиенасыщенности в кутовых частях бассейнов, где мощности формаций не максимальны. Этот критерий выявляет или научно объясняет аномалии в размещении или смещении литокомплексов или изомощностей. Палеогеографические критерии при прогнозе калиеносных формаций и их минерагении являются вспомогательными и уточняющими.

В калиеносных недостаточно изученных и опосредованных регионах дополнительные сведения о калийно-магниевых солях, о наличии их сульфатных разновидностей, о бороносности и броне дают гидрохимические исследования. В качестве гидрохимических критериев используется набор специальных коэффициентов, полученных при пересчете данных химических анализов рассолов в

естественных источниках или колодцах на территории галогенных регионов. Такими коэффициентами являются: калиевый, магниевый, бром-хлорный, и борный. По их значениям определяют, в результате растворения каких солей формировались рассолы. Гидрохимический критерий представляет дополнительные данные для прогноза калийно-магниевых солей (различных их минеральных форм), боратов, брома. По плотности рассолов и высоте локального подпора грунтовых вод можно ориентировочно рассчитать, с какой глубины рассол выносится, т.е. определить глубину залегания кровли солей. Соляные источники часто выходят вдоль разломов и, следовательно, в свою очередь их трассируют. Учет гидрохимических данных важен не только для прогноза калийно-магниевых солей и боратов, но и для оценки степени обводненности и нарушенности надсолевых толщ, что важно для безопасности последующих эксплуатационных работ.

Наиболее обстоятельные данные для оценки перспектив калиеносности и минерагении галогенных регионов получают при проведении специальных геолого-геохимических исследований и поискового или разведочного бурения на комплексе минеральных солей и сопутствующих им полезных ископаемых и компонентов.

ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАГЕНИИ КАЛИЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Повышение внимания к полезным ископаемым, так или иначе связанным с галогенными формациями, позволило увидеть, что они являются не только источником традиционного соляного сырья, но и содержат целый ряд рудных и нерудных полезных ископаемых. Значительное расширение комплекса полезных ископаемых, обнаруживаемых в галогенных формациях и непосредственно вмещающих их толщах, естественно, увеличивает их практическую значимость. В то же время это свидетельствует о существенной роли галогенеза и в процессах рудообразования, что заставляет обратить внимание на решение научных аспектов данной проблемы. Таким образом, галогенные регионы (а калиеносные особенно) на основании этих разработок ныне должны рассматриваться как объекты комплексного изучения и поисков разнообразных (и в том числе ранее считавшихся нетрадиционными для них) полезных ископаемых. Наряду с соляным сырьем этот комплекс включает самородную серу, бораты, бром, рубидий, цезий, литий, целестин (с баритом), флюорит, свинцово-цинковые и медные руды, соединения марганца и др.

Среди галогенных формаций наиболее разнообразна и обильна минерагения калиеносных формаций. Проведенные типизация и изучение минерагений этих формаций ныне позволяют по ряду данных более надежно прогнозировать минеральный состав солей конкретных формаций. Типаж калиеносной формации может быть предсказан порою даже тогда, когда о ее калиеносности сведения еще очень скудные. Прогнозируется типаж формации по характеру литологии подстилающих отложений – карбонатные породы подстилают хлоридные калиеносные формации, а терригенные породы – сульфатные калиеносные формации. Для предсказания типа формаций может быть использован их возраст, так как сульфатно-хлоридный тип формаций характерен только для пермского времени, сульфатный – для неогенового, а бишофит-карналлит-сильвинитовый-подтип хлоридного типа – для раннемелового. Дополнительно для уточнения типажа калиеносных формаций могут привлекаться гидрохимические данные.

Возможность прогноза типажа калиеносных формаций дает возможность оценки набора калийно-магниевых солей, который будет в них встречен. Выявленные для типов формаций ряды литоконкомплексов и особенности их размещения, контролируемые изменениями изомощностей формации и характером

общей структуры, позволяют ориентировочно оценивать и площадное размещение различных калийно-магнелиевых солей. Дополнительно учитываются при этом и послеседиментационные изменения минерального состава калийных залежей – возможности процессов замещения и разубоживания, образование "края выщелачивания".

Прогнозная оценка бороносности, наличия брома, рубидия и цезия, тесно связанных с минеральными солями, производится с учетом их приуроченности к определенным калийно-магнелиевым породам или типам калиеносных формаций. Промышленная бороносность связана обычно с калиеносными формациями сульфатно-хлоридного типа и с кепроками их соляных куполов. Бромом обогащены карналлитовые и бишофитовые породы, а рубидием и цезием (иногда литием) – только некоторые карналлитовые породы (соответственно нижних и верхних карналлитовых пластов).

Остальные полезные ископаемые калиеносных формаций связаны не с соляными, а с бессолевными их литокомплексами. Обычно это периферийные ангидрито-карбонатные литокомплексы, включающие месторождения самородной серы, горизонты с целестином (порой с баритом) и флюоритом. Реже межсолевые горизонты тоже включают флюоритом. Реже межсолевые горизонты тоже включают флюоритовую или целестиновую минерализацию.

Из этого набора полезных ископаемых более значительны масштабы месторождений самородной серы, которые обнаруживаются во многих крупных калиеносных формациях хлоридного и сульфатно-хлоридного типа, особенно в тех регионах, где они экранируют или экранировали нефтегазовые месторождения. Осернение карбонатных пород приурочено к зонам разломов. При чередовании в этих литологических комплексах горизонтов ангидрида (гипса) и карбонатных пород, осернение последних может быть ярким. Залежи и месторождения самородной серы имеются и в гипсо-карбонатных кепроках соляных куполов.

Целестинсодержащие горизонты широко распространены в под-, меж- и надсолевых карбонатных породах близ контактов их с ангидритами. Известны они в почве и кровле осерненных карбонатных пачек. Они встречаются также в ангидрито-карбонатных кепроках соляных куполов. В формациях, содержащих полиметаллическую минерализацию, они чаще сложены барито-целестином и даже баритом.

Флюоритсодержащие горизонты обнаружены в карбонатных пачках межсолевых и периферийных ангидрито-карбонатных толщ лишь в нескольких калиеносных формациях. Флюоритизация пород приурочена к зонам разломов и проявляется локализованно. В подсолевых карбонатных толщах флюорит и барит иногда по разломам образуют жилы.

Сульфидное свинцово-цинковое, реже барито-ртутное оруденение приурочено к карбонатным (иногда гипсосодержащим) породам под-, меж- и надсолевых толщ калиеносных формаций. Эта минерализация встречается и в гипсо-ангидрито-карбонатных кепроках соляных куполов. Вверх по разрезу от почвы формации и по латерали от ее границ в направлении к центру цинковое оруденение сменяется свинцовым. Для жильных руд подсолевых карбонатных толщ характерна обратная зональность размещения свинцовых и цинковых руд.

Меденосные карбонатсодержащие сланцы и песчаники встречаются в почве калиеносных формаций, во вмещающих их толщах, а также в отложениях, сменяющих их по литерали и далее переходящих в угленосные фации. В периферийных полосах таких формаций и на их обрамлении ныне базируется меднодобывающая промышленность, например на южном обрамлении цехштейновской формации в Центральной и Восточной Европе.

В периферийных ангидрито-карбонатных литокомплексах некоторых калие-

носных формаций имеется небогатое марганцевое оруденение, приуроченное к известковистым породам (глинам, мергелям, известнякам). Масштабы этих рудопроявлений невелики.

Расширение представлений о комплексе полезных ископаемых, связанных с галогенными и особенно калиеносными формациями, несомненно увеличивает их практическую значимость. Это обстоятельство параллельно способствовало выявлению определенного воздействия галогенеза на образование указанного комплекса полезных ископаемых. Галогены активно способствовали извлечению, переносу и отложению рудного вещества.

* * *

1. Галогены играют важную роль в процессах рудообразования, как гидротермального, так и стратиформного. Хлориды активно участвуют в извлечении и миграции рудного вещества из глубоких недр, а сульфаты создают гидрохимические барьеры, на которых они улавливаются, образуя как жильные, так и стратиформные рудные залежи.

2. В галогенных регионах рудоносность чаще всего приурочена к периферийным их площадям (в подсолевых отложениях) или к обрамляющим их полосам. В галогенных толщах рудоносность связана с под-, меж- и надсолевыми карбонатными и терригенными горизонтами.

3. Наиболее значительная рудоносность выявляется в калиеносных регионах, так как более мощные калиеносные формации приурочены к интенсивно прогибавшимся структурам земной коры, обрамленным линейными разломами. Разломы являлись хорошими путями для подъема рудоносных хлорсодержащих рассолов, а мощные калиеносные формации – надежными экранами для них и для осаждения рудного вещества на сульфатных (сероводородных) гидрохимических барьерах в ангидрито-карбонатных литокомплексах.

4. Образование мощных калиеносных формаций в интенсивно прогибавшихся структурах, в пределах которых подсолевой и кристаллический фундаменты были существенно разбиты разломами на блоки, сопровождалось вовлечением значительной массы галогенов в процессы рудообразования.

5. Более крупные рудные месторождения, связанные с калиеносными регионами, приурочены поэтому к отложениям периодов наиболее интенсивного галогенеза – раннекембрийскому, среднепозднедевонскому, пермскому, триасовому, позднерусскому, раннемеловому и палеоген-неогеновому. Даже в интенсивно метаморфизованных рудоносных докембрийских толщах сохранились следы былого галогенеза.

6. Рудообразующая роль калиеносных формаций еще более возрастает в связи с тем, что они являются хорошими экранами для углеводородов, при воздействии которых на сульфаты образуются сероводород и даже самородная сера.

7. Для галогенных регионов наиболее распространенные руды – свинцово-цинковые и медные. Из нерудных кроме комплекса солей главнейшие – залежи самородной серы, боратов, флюорита, целестина, реже барита и родусит-асбеста, марганцевых руд, а также таких микрокомпонентов, как бром, рубидий и цезий.

8. С соляными толщами связаны бораты и микрокомпоненты – бром, рубидий, цезий. К их ангидрито-карбонатным горизонтам приурочены самородная сера, целестин и флюорит. С карбонатными горизонтами под- и межсолевых толщ связаны свинцово-цинковое и марганцевое оруденения. Медистые песчаники и сланцы встречаются в толще галогенных формаций или в нижележащих толщах.

9. Калиеносные регионы, в которых представлены формации хлоридного и сульфатно-хлоридного типов, располагают более значительными наборами сопутствующих им рудных и нерудных полезных ископаемых, чем те, в которых развиты калиеносные формации сульфатного типа.

10. Наиболее значительные месторождения медных руд и боратов связаны с пермскими калиеносными формациями сульфатно-хлоридного типа и с примерно одновозрастными толщами на прилегающих к ним площадях.

11. Достаточные для попутного извлечения концентрации таких микрокомпонентов, как рубидий, цезий, реже литий выявляются в калиеносных формациях хлоридного и сульфатно-хлоридного типов, причем первые два микрокомпонента связаны с карналлитовыми породами. Самые высокие концентрации брома обнаруживаются в бишофитовой и карналлитовой породах.

12. В солянокупольных регионах, где соляные толщи интенсивно смяты в дисгармоничные складки, залежи калийно-магниевых солей, в том числе боросодержащих, а также включающих бром, рубидий и цезий, сложно дислоцированы, местами даже будинированы. Рудная минерализация в этих структурах обнаруживается в прибортовых карбонатных породах и в надсолевых карбонатно-гипсовых кепроках. В последних встречаются также залежи самородной серы, иногда барита и остаточных боратов.

13. Рудообразующая роль галогенных формаций нередко обнаруживается и в некотором удалении от них, за пределами галогенных регионов, так как хлоридные рассолы в зонах растяжения могли погружаться вплоть до кристаллического фундамента и нагреваться, а также мигрировать латерально по водопроницаемым горизонтам.

14. Практиковавшаяся у нас узкая специализация проведения геологоразведочных работ в калиеносных регионах только на один вид минерального сырья из разнообразного комплекса полезных ископаемых, имеющих в калиеносных формациях и непосредственно вмещающих их толщах, отрицательно сказалась на полноте и скорости выявления всего их набора, также на установлении надежных закономерностей их пространственного размещения и критериев для поисковых работ.

Список литературы

1. Корнеевский С.М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 299 с.
2. Корнеевский С.М. Рудоносность галогенных формаций и вмещающих их толщ // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 3. С. 109–113.
3. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В. Рундквиста. Л.: Недра, 1978. 607 с.

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию
26.II.1992

УДК 550.4:553.068.1

© 1993 Расулова С.Д., Япунский Ю.В.

**О СПОСОБАХ ВЫДЕЛЕНИЯ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ
ТИПОВ СЕРОЦВЕТНЫХ ПОРОД
НА ПЛАСТОВО-ИНФИЛЬТРАЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ**

На фильтрационном месторождении урана в верхнемеловых песчано-глинистых аллювиальных отложениях (Центральные Кызылкумы) выделены шесть стадий постседиментационных эпигенетических преобразований. Генезис измененных пород определен в основном минералогическими методами. Предложен новый методический прием, предусматривающий анализ текстурного, структурного и минерального соответствия железосодержащих компонентов сероцветных и окисленных пород в области их контакта и позволяющий в условиях многократного изменения направленности геохимических процессов проводить типизацию эпигенетических изменений.

Экзогенные эпигенетические накопления урана, связанные с развитием зон пластового окисления в нелитифицированных отложениях осадочного чехла, формируют один из ведущих промышленных типов месторождений (инфильтрационный, "песчаниковый") этого полезного ископаемого во многих странах мира. Интерес к месторождениям инфильтрационного генезиса даже при общем снижении спроса на уран в условиях конверсии связан с возможностью их отработки высокоэкономичным способом подземного выщелачивания, а также наличием в рудах комплекса попутных полезных компонентов – Mo, Se, Re, Sc, TR.

С момента открытия экзогенных месторождений урана в конце 50-х годов вопросу определения генезиса эпигенетически преобразованных пород и объединения их в эпигенетические зональности уделяется большое внимание. Этой проблеме посвящено большое число исследований отечественных и зарубежных авторов [2, 3, 7, 8, 11, 12, 17–19], которыми были разработаны морфологические, литолого-фациальные, минералогические, гидрогеологические и другие методы решения этой задачи.

Значительная часть месторождений данного типа была сформирована одностадийным, однонаправленным пластово-окислительным процессом, связанным с проникновением кислородсодержащих артезианских вод в проницаемые сероцветные песчаные отложения (например, объекты Сырдарьинской, Чу-Сарысуйской и Илийской провинций [2, 5, 9, 14]). На других месторождениях образование оруденения на выклинивании зон пластовой лимонитизации сопровождалось пред- и пострудными проявлениями восстановительного эпигенеза (ряд месторождений Центрально-Кызылкумской провинции [1, 8, 13, 14]).

Основной и наиболее распространенный способ выявления многостадийных эпигенетических изменений – установление разновозрастных минеральных ассоциаций и их последующее картирование, выявление таких макроскопических признаков разнонаправленных геохимических процессов, как "обратные

цветовые взаимоотношения” в породах с различной проницаемостью и картирование их окраски [7, 8, 11, 13]. По мере удаления от очага восстановления и сокращения количества эпигенетических новообразований (стадий) уменьшаются масса и видовой набор вторичных минералов. Это, а также преимущественно рыхлый характер песчаных отложений существенно ограничивает возможность идентификации эпигенетически преобразованных пород и проведение стадийного анализа минералообразования по макро- и микроскопическим признакам. В ряде случаев процессы восстановительного эпигенеза уничтожают цветовые признаки пород, отвечающие как их первичному состоянию, связанному с особенностями осадконакопления, так и последующим эпигенетическим изменениям, что приводит к формированию недифференцированной по цвету толщи. Так, например, светло-серый с белесым оттенком цвет песков и песчаников характерен для первично-сероватых пород с низким содержанием основного пигментирующего компонента (углистого растительного детрита) и для эпигенетически окисленных пород, претерпевших глеевое или сульфидное восстановление. Учитывая конвергентность макроскопических признаков измененных пород, для их разграничения были введены новые, дополнительные минералогические критерии.

Как известно, главной отличительной чертой зоны пластового окисления является псевдоморфный характер окисления минералов, содержащих двухвалентное железо. Новообразованные гидроксиды Fe полностью унаследуют их текстурные и структурные особенности – распределение в породах, морфологию, размеры, внутреннее строение агрегатов. Известно также, что степень окисленности компонентов пород нарастает от фронтальной части профиля пластовой окислительной зональности, соответствующей подзоне частичного и неполного окислений, к ее тыловым частям – подзоне полного окисления [2, 4]. Аналогично изменяется агрегатное состояние псевдоморфоз гидроксидов железа в первую очередь по дисульфидам: от четких во фронтальных частях до полностью разрушенных, превращенных в бесформенные охристые агрегаты – в тыловых [4]. Однако на ряде месторождений нами наблюдалось принципиальное несоответствие между железосодержащими компонентами сероватых и лимонитизированных отложений вблизи их контакта по генетическим особенностям и агрегатному состоянию псевдоморфоз и по степени окисленности компонентов пород. Так, например, полностью окисленные глинистые катуны и прослои были обнаружены непосредственно на выклинивании зоны пластового окисления; здесь же были встречены сильно разрушенные псевдоморфозы по дисульфидам железа, а хорошо сохранившиеся – в ее тыловых частях. Установлены также случаи, когда лимонитизированные пески, содержащие псевдоморфозы гидроксидов железа по пириту, контактируют с сероватами, в которых присутствует только марказит. Находясь в противоречии с закономерностями развития пластового окисления, подобные случаи характеризуют геохимические и гидродинамически противоположный процесс – эпигенетическое сульфидное восстановление окисленных пород. Таким образом, анализ текстурного, структурного и минерального соответствия железосодержащих компонентов сероватых и окисленных пород в области их контакта, позволяющий установить генетическую природу аутигенных минералов, был выбран в качестве основного методического приема при типизации эпигенетических изменений.

Наиболее информативными диагностическими признаками для сероватых пород оказались морфология, размеры и агрегатное состояние пирита и марказита, а для пластово-окисленных – те же параметры псевдоморфоз гидроксидов железа по этим минералам. В качестве дополнительных признаков анализировалось состояние минералов тяжелой фракции (ильменита), обломочных зерен

биотита и мусковита, карбонатных минералов, углистого растительного детрита.

При генетическом анализе постседиментационных преобразований основное внимание уделялось бинокулярному изучению самих пород, а также выделенных с помощью промывки в воде легкой и тяжелой фракций. Такое фракционирование позволяет сконцентрировать и тем самым существенно облегчить микроскопическую диагностику минералов, определение их морфологии, размеров, агрегатного состояния и других признаков, оценить количественное соотношение минералов. В полном объеме использовался разработанный авторами способ исследования аутигенных минералов по их включениям в обломочных слюдах [15]. Применение же прозрачных и полированных шлифов было ограничено изучением плотных песчаников с карбонатным цементом и мономинеральных фракций.

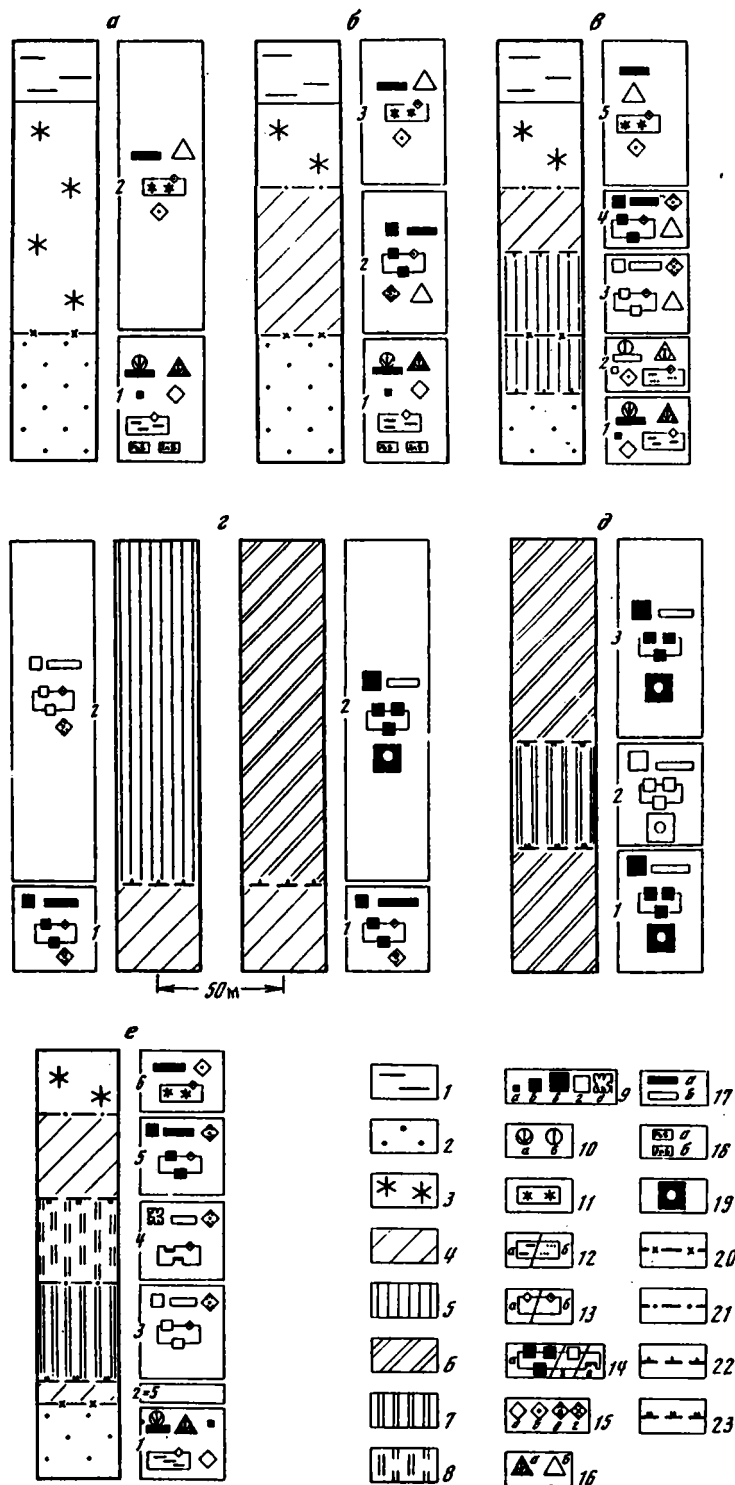
Приведенные в статье методические приемы выделения эпигенетически измененных пород в основном минералогические. Полученные с их помощью результаты полностью согласуются с выводами, полученными другими методами, а минералогические признаки для каждого типа изменений оказались настолько устойчивыми, что в дальнейшем позволило в большинстве случаев проводить генетический анализ пород по единичным пробам, избегая традиционный метод картирования.

Изучавшееся авторами месторождение расположено в Центрально-Кызылкумской провинции. Рудовмещающие отложения представлены комплексом аллювиально-делювиальных пород нижнего ритма коньяка-сантона. Они залегают на частично эродированных отложениях верхнего турона и перекрываются аллювиально-делювиальными образованиями верхнего ритма коньяка-сантона, морскими песчаными породами маастрихта и мощной толщей палеоген-неогеновых отложений. Рудовмещающий горизонт сложен песками и песчаниками руслового генезиса в основании серого цвета, а в кровле – светло-серого.

На значительной части месторождения породы верхней части рудовмещающих отложений окрашены в желтовато-коричневые и розовато-желтые тона, включая и несортированные, изменчивые по мощности песчано-глинистые породы водораздельных пространств и пойменные слоистые алевролиты. По наиболее проницаемым частям разреза развивается зона пластового окисления, окрашивающая песчаные породы в желтые, красные и розовато-красные цвета с различными оттенками. Выклинивание зоны сопровождается урановым оруденением, однако на некоторых участках контакты сероцветных и окисленных пород безрудны.

На территории, прилегающей к месторождению, известны проявления приразломного восстановительного эпигенеза, представленные каолинизацией, окремнением, карбонатизацией, сульфидизацией и битуминизацией пород [13]. Однако ореолы этих изменений достаточно локальны – на изучавшемся месторождении они выражены лишь образованием дисульфидов железа.

В работах ряда исследователей [2, 13], применявших традиционные методы генетической интерпретации окрасок вмещающих отложений, сероцветная окраска отложений однозначно трактовалась как первичная. Используя приведенные выше методические приемы при изучении kernового материала буровых скважин, авторами настоящей статьи был сделан вывод о вторичности сероцветной окраски значительной части пород, залегающих преимущественно в средней и верхней частях разреза, связанной с сульфидным восстановлением предварительно эпигенетически окисленных отложений. Был установлен также пульсационный характер поступления восстановительных сульфидных растворов, прерывавших поступательное развитие зоны пластового окисления и захоронивших ее фронтальную часть. Указанные процессы привели к формированию



нескольких эпигенетических типов сероцветных пород и как следствие – различных по контрастности геохимических барьеров, обусловивших неравномерное распределение оруденения на площади месторождения. Ниже приведены наиболее типичные случаи взаимоотношения сероцветных и окисленных пород, на примере которых был проведен стадийный анализ.

Систематизация таких вариантов стала возможной после выполнения традиционного комплекса исследований: стратиграфического расчленения разреза, литолого-фациального анализа рудовмещающей толщи с выделением литогенетических типов и минерало-геохимической их характеристики, определения морфологии зоны окисленных пород (уровенная, пластовая), характера выклинивания пластово-окисленных зон (клинообразный, уступообразный, рудный, безрудный), составления эталонной коллекции неизмененных и измененных пород по их окраске и характеру окисления (сплошное, крапчатое).

Вариант 1. Окисленные породы верхней части разреза рудовмещающего горизонта (слой 2), включая и глинистые водоупорные отложения, контактируют с подстилающими сероцветами (слой 1), которые могут быть представлены отложениями любой фациальной зоны аллювиального комплекса (фигура, а).

В серых и светло-серых песках слоя 1 дисульфиды железа представлены в основном агрегатами фрамбоидального пирита (2–10 мкм, редко до 20–30 мкм). Агрегаты локализованы вблизи углистого детрита, часто образуя по нему фитоморфозы, нарастают на обломочные зерна минералов тяжелой фракции (ильменит, титаномагнетит и др.). Иногда на сферической поверхности фрамбоидов наблюдается крустификационная радиально-лучистая кайма (2–3 мкм) пирита и марказита. В породах присутствуют единичные октаэдрические кристаллы пирита (1–5 мкм) и короткопризматические – марказита. Среднее содержание дисульфидов железа невелико (0,15–0,27%). Вблизи крупных (>1–2 см) обломков углефицированной древесины количество дисульфидов железа и размеры их кристаллов возрастают в несколько раз.

Отличительной особенностью сероцветных пород слоя 1 являются частые находки галенита и сфалерита на участках скопления углистого детрита. Сфалерит образует мелкие (5–30 мкм) идиоморфные октаэдрические и уплощенные одиночные кристаллы и зернистые агрегаты в тесной ассоциации с дисульфи-

Варианты взаимоотношений сероцветных и окисленных пород в разрезе рудовмещающих отложений и их минералогическая характеристика (а – вариант 1, б – вариант 3, в – вариант 4, г – вариант 6, д – вариант 7, е – вариант 8)

1–8 – зоны эпигенетически измененных пород: 1 – первично-красноцветных, 2 – первично-сероцветных, 3 – поверхностно-окисленных, 4 – вторично восстановленных, 5 – пластово-окисленных (ранняя зона), 6 – повторно пиритизированных, 7 – пластово-окисленных (поздняя зона), 8 – пострудно восстановленных; 9–19 – аутигенная минерализация: 9 – кристаллический пирит (а – 5–10 мкм, б – 30–70 мкм, в – 50–150 мкм, г – псевдоморфозы гидроксидов железа по пириту идеальной сохранности, д – корродированные псевдоморфозы), 10 – фрамбоидальные агрегаты пирита (а – неизмененные, б – окисленные), 11–14 – минеральные включения в обломочном биотите (а – неизмененные, б – окисленные): 11 – кристаллический гётит, 12 – уплощенные кристаллы пирита, 13 – ромбоэдрические кристаллы Fe-доломиты, 14 – октаэдрические кристаллы пирита (в – реликты псевдоморфоз гидроксидов Fe по пириту); 15 – ромбоэдрические кристаллы Fe-доломита (а – неизмененные, б – с гидроксидами Fe в центральных частях ромбоэдров, в – с гидроксидами Fe и пластинчатым пиритом, г – с гидроксидами Fe и псевдоморфозами гидроксидов по пластинчатому пириту); 16 – углистый растительный детрит (а – неизмененный с фрамбоидальным пиритом, б – окисленный); 17 – обломочные минералы тяжелой фракции (а – неизмененные, б – лейкоксенизированные); 18 – сульфиды Pb и Zn (а – галенит, б – сфалерит); 19 – реликтовые формы окисления в сероцветных породах; 20–23 – границы эпигенетических зон: 20 – поверхностного окисления, 21 – восстановления, 22–23 – соответственно раннего и позднего пластового окисления

дами железа. Минерал прозрачный, светло-коричневый до бесцветного, является маложелезистой разновидностью – клейофаном. Кубические и октаэдрические кристаллы галенита достигают 1–5 мм, ассоциируются со сфалеритом, пиритом и часто образуют фитоморфозы по растительным остаткам.

Fe-доломит образует отдельные зерна, контактовый, поровый или базальный цемент крустификационного типа в песчаниках, базальных крупнообломочных конгломератах, а также пойкилитовые включения в глинистом цементе, прослоях и катунгах элеволитов и глин. Во всех случаях Fe-доломит представлен идиоморфными ромбоэдрическими бесцветными прозрачными кристаллами размером 30–70 мкм. По данным рентгеноспектрального микророзового анализа (15 определений), содержание изоморфной примеси двухвалентного Fe составляет в среднем 2–5%. В средней части кристаллов отмечается концентрически замкнутая зона с повышенным показателем преломления, что связано с увеличением (до 10%) содержания в ней изоморфного железа. Кристаллы Fe-доломита не содержат включений пирита; последний встречается в межзерновом пространстве песчаников с карбонатным цементом приблизительно в том же количестве и той же морфологии, что и в рыхлых песках. В обломках пелитоморфных и мелкозернистых доломитовых пород из базальных горизонтов отмечается вкрапленность мелкокристаллического пирита (5–10 мкм), приуроченная исключительно к границам зерен карбоната.

Органическое вещество представлено фюзенизированным углистым детритом, частично замещенным фрамбоидальным пиритом. По результатам термического анализа органическое вещество относится к термической группе 2А, характерной для эпигенетически неизмененных бурых углей [6].

Обломочный *гидробиотит* имеет зеленый и густо-зеленый цвет, его чешуйки крепкие, упругие. В микрополостях трещинок спайности по (001) содержатся мелкие (5–10 мкм) пластинчатые включения пирита, которые из-за небольшой (0,5–2 мкм) толщины не деформируют слюду. Обломочный *мусковит* частично гидратирован и может содержать уплощенные мелкие включения пирита. Зерна обломочного *ильменита* черные, без следов изменений, на их поверхность часто нарастают агрегаты фрамбоидального пирита. Большая часть (60–70%) зерен обломочных калиевых полевых шпатов имеет серый, темно-серый и черный цвет, обусловленный включениями тонкодисперсных дисульфидов железа. Прослои и катуны алевроит-глинистых пород серые и темно-серые, содержат рассеянный углистый детрит и незначительное количество тонкокристаллического и фрамбоидального пирита.

Вверх по разрезу первичные сероцветы без каких-либо реакционных кайм переходят в желтые, желтовато-коричневые и розоватые равномерно окрашенные пески и песчаники слоя 2. Залегające в самой кровле делювиальные глинистые отложения имеют красно- и пестроцветную окраску, слоистые пойменные алевролиты – полосчатую: более глинистые разности окрашены в розовато-желтый цвет, более песчаные – в желтый.

Гидроксиды железа в песчаных разностях пород представлены охрами, пропитывающими глинистый цемент, песчаные зерна обломков пород, полевых шпатов и покрывающими в виде пленок и сгустков поверхность всех зерен легкой фракции. *Доломит* имеет такой же, как и в первичных сероцветах, характер распределения. Песчаники, сцементированные окисленным доломитом, окрашены в розовый и вишнево-красный цвет, чем резко выделяются на общем желтом фоне рыхлых пород. Пигментация доломита связана с появлением внутри его кристаллов зонально расположенных гидроксидов железа розового и оранжевого цвета. Количество и агрегатное состояние гидроксидов различно: встречаются плотные, хорошо полирующие концентрические зоны и рассеянные тонкодисперсные выделения, импрегнирующие карбонатное вещество.

Гидроксиды железа возникают при окислении имевшейся в доломите изоморфной примеси двухвалентного железа (наиболее отчетливо — в зоне с повышенным его содержанием), что указывает на эпигенетический характер окраски карбоната.

Гидробиотит сильно изменен; его чешуйки мягкие, пластичные, оранжево-желтый, светло-коричневый и бронзово-желтый цвет минерала обусловлен присутствием тонкодисперсных (1–5 мкм) включений кристаллического гётита в микротрещинках спайности по всему объему чешуек. Гётит образует войлоковидные агрегаты или многочисленные дисковидные звездчатые сращения диаметром 5–20 мкм. Аналогичные, но значительно более крупные (от 20 до 250 мкм) звездчатые агрегаты гётита содержатся в чешуйках обломочного мусковита. Впервые эти необычные новообразования были установлены авторами в породах зоны поверхностного окисления на одном из урановых месторождений [10]. Дальнейшее изучение включений кристаллического гётита в обломочных слюдах более чем на десяти месторождениях в других ураново-рудных провинциях показало, что они являются типоморфным признаком пород зоны поверхностного окисления и первично-красноцветных пород [15, 16].

Обломочные зерна *полевых шпатов* пропитаны тонкодисперсными гидроксидами железа и окрашены в желтый, оранжевый и розовый цвет. Обломочный *ильменит* визуально не лейкоксенизирован. На некоторых зернах встречаются округлые охристые комочки, отдаленно напоминающие псевдоморфозы гидроксидов железа по дисульфидам. Сходные образования наблюдаются вокруг катюнов и прослоев окисленных алевроито-глинистых пород.

Органическое вещество почти полностью замещено гидроксидами железа, лишенными каких-либо структурных особенностей, позволяющих установить морфологический тип окислявшихся дисульфидов. По результатам термического анализа органическое вещество отнесено к термической группе 2Б, характерной для окисленных углей [6].

Основной макроскопической характеристикой песчаных пород слоя 1 является фациальная обусловленность их сероцветной окраски, что в сочетании с минералогическими признаками, главные из которых — присутствие фрамбоидального пирита, фитоморфоз фрамбоидального пирита по углистому детриту, сфалерита и галенита вблизи углистого детрита, темно-зеленого обломочного гидробиотита с тонкими включениями кристаллического пирита, зерен обломочного калиевого полевого шпата черного и темно-серого цвета с тонкодисперсными дисульфидами железа позволяют диагностировать сероцветные породы слоя 1 как эпигенетически неизменные, первично-сероцветные.

Морфология зоны окисления в залегающих выше отложениях слоя 2 имеет уровенный характер и равномерный тип окраски; реакционные каймы и урановое оруденение на контакте со слоем 1 отсутствуют. Включения кристаллического гётита в обломочных слюдах и бесструктурные охристые гидроксиды железа в межзерновом пространстве характерны для пород зоны древнего поверхностного окисления и первичных красноцветов, однако присутствие псевдоморфно-окисленного Fe-доломита исключает первично-красноцветный генезис отложений. Таким образом, породы слоя 2 следует считать эпигенетически окисленными и отнести их к зоне подперерывного поверхностного окисления. Когда перекрывающие отложения верхнего ритма сложены первично-сероцветными породами, возраст этой зоны датируется как предверхнеконьяк-сантонский. На некоторых участках месторождения, где верхний ритм также поверхностно окислен, возможно проникновение зоны окисления с других, более высоких стратиграфических уровней и соответственно другого возраста.

Вариант 2. В разрезе нижнего ритма коньяк-сантонского водоносного горизонта между первично-сероцветными (слой 1) и поверхностно-окисленными

(слой 3) отложениями залегают светло-серые и белесо-серые пески (слой 2, см. фигуру, б). Иногда такую окраску имеет вся песчаная часть разреза, а также примыкающие к ней глинистые водораздельные отложения. Контакты всех слоев урановых накоплений не содержат.

В межзерновом пространстве сероцветных пород слоя 2 *дисульфиды железа* преимущественно представлены идиоморфными одиночными октаэдрическими кристаллами пирита (30–70, иногда до 100 мкм) с небольшими и узкими гранями куба и пентагондодэкаэдра. Значительно реже встречаются мелкие (10–50 мкм) короткопризматические кристаллы *марказита*, иногда эпитаксически срастающиеся с пиритом. Отношение пирита к марказиту равно 5:1–10:1. Количество дисульфидов железа по сравнению с первично-сероцветными породами увеличивается до 0,24–0,36%.

Чешуйки обломочного *гидробиотита* рыхлые, мягкие, бледно-зеленые, реже – зеленовато-желтые. Они содержат многочисленные включения крупных (20–70 мкм) идиоморфных октаэдрических кристаллов пирита, чрезвычайно сильно деформирующих и разрывающих слюду на тонкие перемятые пластинки. Включения *марказита* в *гидробиотите* встречаются редко. Обломочный *мусковит*, как правило, лишен всяких включений. В пограничном с поверхностно-окисленными породами слое мощностью 10–15 см наряду с новообразованным пиритом в обломочном *гидробиотите* сохраняются реликтовые корродированные включения кристаллического *гётита*, маркирующие былую зону поверхностного окисления.

Обломочный *ильменит* лишен каких-либо признаков лейкоксенизации, крайне редко на поверхности зерен наблюдается мелкий октаэдрический пирит. Доля темно-серых и черных *полевых шпатов* в породах слоя 2 в 3–5 раз меньше, чем в первичных сероцветах, за счет появлений зерен светло-серого и белого цвета.

Органическое вещество в виде матового землистого детрита часто имеет во вмещающих породах ореол коричневатого цвета; фитоморфные дисульфиды железа отсутствуют. По результатам термического анализа углистый детрит отнесен к термической группе 1А, характеризующей окисленное органическое вещество [6].

Песчаники с базальным доломитовым цементом среди белесо-серых пород имеют серый, темно-серый и черный цвет часто с отчетливым коричневатым или красноватым оттенком. Последний связан с присутствием в средней части ромбоздрических кристаллов доломита остаточных псевдоморфных гидроксидов железа розовато-оранжевого цвета. Во внешних частях кристаллов сосредоточены тонкие (1–5 мкм) пластинчатые агрегаты пирита, располагающиеся по зонам роста ромбоздров. Именно эти агрегаты пирита придают доломиту и всему песчанику в целом черный цвет. В поровом пространстве песчаников с карбонатным цементом формируются крупные (30–100 мкм) октаэдрические кристаллы пирита и *марказит*. При появлении большого количества дисульфидов железа реликтовые гидроксиды железа не сохраняются.

Таким образом, главные отличительные признаки белесо-серых пород слоя 2 от первично-сероцветных пород слоя 1 – полное отсутствие фрамбоидальных агрегатов пирита, появление крупных идиоморфных кристаллов пирита в межзерновом пространстве и в чешуйках *гидробиотита*, сильно деформирующих последние, окисленное состояние углистого детрита, сочетание реликтовых форм гидроксидов железа и новообразованных дисульфидов железа в породах с доломитовым цементом, сочетание реликтовых форм кристаллического *гётита* в *гидробиотите* и новообразованного пирита в межзерновом пространстве в переходной зоне к слою 3. На основании этих минералогических признаков белесо-серые породы можно характеризовать как вторично восстановленные,

образовавшиеся в результате наложения эпигенетической сульфидизации на зону древнего поверхностного окисления.

Наиболее эффективно минералогические критерии диагностики подобной зоны могут быть использованы в тех случаях, когда вторичные процессы окисления и восстановления развиваются на участках залегания светло-серых диагенетически слабовосстановленных литотипов, на фоне которых вторично восстановленные породы визуальнo не выделяются.

Вариант 3. Строение и геохимическое расчленение разреза нижнего ритма такое же, как и в предыдущем варианте. Первично-сероцветные породы с полным комплексом минералогических признаков этого генетического типа содержат повышенное (до 0,47%) количество дисульфидов железа вследствие массового появления *марказита*. Последний представлен идиоморфными одиночными короткопризматическими кристаллами (5–30 мкм), сосредоточенными в межзерновом пространстве пород. Отношение пирита к марказиту равно 1:5–1:20. Иногда марказит образует включения в гидробиотите и мусковите; реже встречаются сростки кристаллов и крупные (до 200 мкм) сферические радиально-лучистые микроконкреции с агрегатом фрамбоидального пирита в середине.

Повышенное содержание марказита в сероцветных породах в количествах, не свойственных первично-сероцветным образованиям, позволяет отнести их к дорудно-дисульфидизированным. Дисульфидизация первично-сероцветных отложений происходила одновременно с восстановлением пород зоны древнего поверхностного окисления.

Вариант 4. В основании ритма (см. фигуру, а) залегают первично-сероцветные породы (слой 1), сменяющиеся вверх окисленными оранжево- и красновато-желтыми песками и песчаниками с крапчатым распределением более ярко окрашенных точек того же цвета. Верхняя часть разреза сложена вторично восстановленными (слой 4) и поверхностно-окисленными породами (слой 5).

Микроскопическое изучение пластово-окисленных пород позволяет уверенно разделить их на два слоя. Песчаники слоя 3 содержат четкие псевдоморфозы гидроксидов железа по крупным октаэдрическим кристаллам пирита в межзерновом пространстве и по их включениям в обломочном биотите. Псевдоморфозы обладают идеальной сохранностью. Основная часть гидроксидов образует плотное скрытокристаллическое ядро красновато-коричневого цвета с мельчайшими подробностями (штриховка на гранях) повторяющего морфологию замещенного кристалла дисульфида железа. Из-за различий в плотности гидроксидов и дисульфидов железа приблизительно 5–10% гидроксидной фазы не помещается в объеме псевдоморфоз. Незначительная ее часть покрывает тонким (1–5 мкм) рыхлым слоем свободную от контактов с обломочными зернами и глинистым цементом поверхность ядер псевдоморфоз, образуя *первичную охристую рубашку*. Большая часть высвободившихся гидроксидов оседает в виде охристого налета на поверхности близлежащих обломочных зерен или импрегнирует глинистый цемент, образуя вокруг псевдоморфоз сферический ярко окрашенный *охристый дворик*. Толщина слоя охр. вблизи ядра составляет 10–30 мкм, к периферии она уменьшается. Количество окрашенных зерен в радиальном направлении достигает 5–10, размеры двориков составляют от 0,1 до 1–2 мм. Следует подчеркнуть, что макроскопически видимый псевдоморфный характер окраски пород в зонах пластового окисления связан с наличием именно таких охристых двориков: сами ядра, являющиеся истинными псевдоморфозами в соответствии с минералогическим определением этого термина, имеют темную красновато-коричневую окраску, незначительные размеры, не выделяются по цвету среди других темных зерен и не играют роль пигмента.

В центральных частях ромбоздров *доломита* сохраняются розовато-оранжевые тонкодисперсные гидроксиды железа, оставшиеся от изменения минерала

на стадии поверхностного окисления. Тонкие пластинчатые агрегаты пирита, располагающиеся по зонам роста во внешних частях кристаллов, псевдоморфно замещаются красновато-оранжевыми плотными, хорошо полирующимися гидроксидами. Вблизи контактов с сероцветными породами в доломите наблюдаются реликты недоокисленного пластинчатого пирита. Уменьшение доли изоморфного двухвалентного железа в составе карбоната, по-видимому, не происходит.

Чешуйки *обломочного биотита*. мягкие, пластичные, светло- и желтовато-зеленые. Содержавшиеся в них многочисленные включения октаэдрических кристаллов пирита превращены в псевдоморфозы, от которых по плоскостям спайности расходятся пятна тонкодисперсных гидроксидов железа, иногда выходящие за пределы чешуек и окрашивающие прилегающие к ним зерна. *Углистый детрит* черный, матовый. По данным термического анализа, он относится к термической группе 3В, характеризующей окисленное и сильно преобразованное органическое вещество [6]. Обломочные зерна *ильменита* в различной степени лейкоксенизированы.

В распределении окраски окисленных пород отмечается следующая закономерность: преобладание красных оттенков характерно для относительно крупнозернистых песков, желтых — для более тонкозернистых и глинистых. Эти различия могут быть связаны с повышенным содержанием спорадической вкрапленности розовато-красного окисленного Fe-доломита в первой разновидности песков и практически полным его отсутствием — во второй.

Приведенные наблюдения свидетельствуют о том, что породы слоя 3 сформировались при развитии пластового окисления по вторично восстановленным породам.

Окисленные пески слоя 2 визуально отличаются от вышележащих более бледной общей окраской и отчетливой текстурной приуроченностью псевдоморфного крапа, сосредоточенного в основном по тонким прослоям с повышенным содержанием минералов тяжелой фракции, углистого детрита, обломочных слюдов, глинистого цемента и вокруг глинистых катунув. На микроскопическом уровне различия становятся еще более отчетливыми. Псевдоморфному замещению гидроксидами железа подвергаются фрамбоидальные агрегаты пирита, нарастающие на обломочные минералы тяжелой фракции и образующие фитоморфозы по растительному углистому детриту, его тонкокристаллические разности в межзерновом пространстве и уплотненные включения в обломочном биотите, а также мерказит. Сохранность псевдоморфоз идеальная, поэтому морфологические типы замещенных дисульфидов легко устанавливаются. В Fe-доломите наблюдаются зонально расположенные тонкодисперсные гидроксиды железа. В остальном характер изменений аналогичен породам слоя 3. Наблюдения показывают, что пески слоя 2 образовались при пластовом окислении первично-сероцветных или дорудно-дисульфидизированных пород. Различие между ними может быть установлено по абсолютному количеству псевдоморфоз по марказиту или по соотношению последних с псевдоморфозами по пириту.

Вариант 5. Геохимическое строение разреза нижнего ритма аналогично предыдущему варианту, однако пластово-окисленные породы визуально отличаются неясно крапчатым распределением гидроксидов железа и микроскопически иным строением псевдоморфоз по дисульфидам в окисленных дорудно-дисульфидизированных и вторично восстановленных песках. Плотные ядра псевдоморфоз частично гранулированы, превращены в охры. Процесс начинается с поверхности ядер: в первую очередь сглаживаются, утрачивая четкость очертаний, вершины и ребра. Далее протное ядро превращается в охры на ту или иную глубину. В результате на месте идиоморфной псевдоморфозы оказывается компактный изометричный комок охр с бесформенными реликтами плотного

агрегата гидроксидов в центральной части. Грануляция ядер сопровождается увеличением количества охр в охристых двориках: цвет последних при этом не меняется. Псевдоморфозы по пириту, заключенному в биотите, лучше сохраняют первичную форму, чем в межзерновом пространстве.

Различия агрегатного состояния псевдоморфоз для эпигенетически однотипных пород в вариантах 4 и 5 объясняются разным возрастом формирования зон пластового окисления, что подтверждается историей геологического развития площадки месторождения и прилегающих районов.

Вариант 6. В разрезе литологически однородной толщи нижнего ритма сероцветные породы на расстоянии 50 м замещаются окисленными по линии, круто секущей напластование и образующей коленообразный уступ мощностью 15 м. По комплексу макро- и микропризнаков лимонитизированные пески принадлежат ранней зоне пластового окисления, развивающейся по вторично восстановленным породам (см. фигуру, г).

Находящиеся на этом же уровне сероцветы имеют отчетливый белесый оттенок и внешне напоминают белесо-серые вторично восстановленные пески. Однако микроскопические наблюдения показали несколько иной комплекс минералогических признаков этих пород. К ним относятся больший размер октаэдрических кристаллов пирита, достигающий 100–150 мкм, появление в ряде случаев изометричных кристаллов марказита, появление в гидробиотите большого количества включений октаэдрических кристаллов пирита, превращающих слюду в бесформенные мелкочешуйчатые светло-зеленовато-серые агрегаты, наличие лейкоксенизированных минералов тяжелой фракции, присутствие реликтовых форм гидроксидов железа. Последние представлены тонкодисперсными пленками на поверхности обломочных зерен в пределах кальцитовых гороховидных стяжений. Во внешних частях горошин и на их поверхности постоянно присутствуют тонкокристаллические новообразованные дисульфиды, часто непосредственно нарастающие на пленки гидроксидов.

Таким образом, белесые породы можно трактовать как повторно пиритизированные, образовавшиеся в результате сульфидного восстановления пород ранней зоны пластового окисления, а границу между ними – как эпигенетическую, связанную с перерывом в пластово-окислительном процессе.

Вариант 7. Пластово-окисленные породы ярко-оранжевого цвета с гнездовидно-крупчатым распределением псевдоморфоз гидроксидов (слой 2) развиваются по белесым повторно пиритизированным пескам (см. фигуру, д). Такой характер взаимоотношения устанавливается на основании полного соответствия морфологии, размеров и особенностей распределения псевдоморфоз гидроксидов железа по дисульфидам в неокисленных повторно пиритизированных породах (слои 1 и 3). Породы зоны пластового окисления, образовавшиеся по вторично восстановленным и повторно пиритизированным пескам, можно различить по большему количеству и размеру псевдоморфоз.

Вариант 8. В разрезе нижнего ритма по приведенным выше диагностическим признакам выделяются поверхностно-окисленные (слой 6), сероцветные вторично восстановленные (слои 2 и 5) и пластово-окисленные (слой 3) породы (см. фигуру, е). Последние контактируют с сероцветными через прослои осветленных песчаников мощностью 0,5–1 м (слой 4, на границе слоев 2 и 3 эти породы не показаны из-за их малой мощности). Осветленные песчаники полностью лишены охристых гидроксидов железа: исчезают охристые дворики на поверхности терригенного материала, первичные охристые рубашки на ядрах псевдоморфоз, обесцвечивается глинистый цемент. В межзерновом пространстве и в чешуйках биотита хорошо сохраняются плотные ядра псевдоморфоз, не различимые макроскопически. Часто они несут следы интенсивной коррозии. Углубления неправильной формы на поверхности ядер не заполнены охрами;

иногда сохраняются фрагменты плоских граней кристаллов бывших дисульфидов. В редких случаях в межзерновом пространстве образуется мелкокристаллический (5–10 мкм) октаэдрический пирит. Появление осветленных пород связано с процессом эпигенетического глеевого восстановления фронтальной части зоны пластового окисления.

*
*
*

Использованные авторами методические приемы позволили установить последовательность эпигенетических преобразований на изученном месторождении, определить их разнонаправленный характер, выделить генетические типы сероцветных (первично-сероцветные, дорудно-дисульфидизированные, вторично восстановленные, повторно пиритизированные, пострудно восстановленные) и окисленных пород. Установлено также, что формирование комплексного рений-селен-уранового оруденения связано с двумя этапами пластово-окислительных процессов, разделенных стадией эпигенетического восстановления. Неравномерность проявления вторичных изменений на площади месторождения в сочетании с первичными литолого-фациальными особенностями водоносных горизонтов привела к образованию изменчивых по продуктивности и сложных по морфологии инфильтрационных руд. Прогнозирование такого оруденения на различных этапах геологоразведочных работ может производиться лишь с учетом всей совокупности эпигенетических процессов в рудовмещающей толще.

Список литературы

1. Булатов С.Г., Щеточкин В.Н. Минералого-геохимические особенности уранового оруденения, вложенного на окисленные породы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 6. С. 38–52.
2. Гидрогенные месторождения урана. Основы теории образования / Под ред. А.И. Перельмана. М.: Атомиздат, 1980. 270 с.
3. Грейнджер К., Уоррен К.Г. Зональность измененных пород, ассоциирующихся с урановыми месторождениями роллового типа // Тр. симпозиума по образованию месторождений урана. Афины, 1974. М.: Мир, 1975. С. 197–215.
4. Каширцева М.Ф. Методы изучения эпигенетических изменений в рыхлых осадочных породах. М.: Недра, 1970. 152 с.
5. Каширцева М.Ф., Успенский В.А. Минералого-геохимическая зональность в уран-угольных месторождениях // Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982. С. 204–212.
6. Кисляков Я.М., Урманова А.М., Успенский В.А. и др. Окислительные преобразования углистого вещества инфильтрационных месторождений // Геология руд. месторождений. 1990. № 6. С. 56–70.
7. Лисицин А.К., Кондратьева И.А., Комерова Г.В. О методах генетической интерпретации эпигенетических изменений осадочных пород // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 3. С. 5–19.
8. Машковцев Г.А., Рослый А.И., Шмариович Е.М. и др. Два класса руд и рудоконтролирующей пластовой зональности на эпигенетических месторождениях урана // Сов. геология. 1974. № 7. С. 56–68.
9. Расулова С.Д., Яшунский Ю.В., Максимов И.Б. Роль вмещающих пород в формировании пластово-инфильтрационного месторождения в аллювиальных песчаниках // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 80–93.
10. Расулова С.Д., Яшунский Ю.В. Роль эпигенетической пиритизации в формировании уранового оруденения на инфильтрационных месторождениях // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 6. С. 101–112.
11. Шмариович Е.М. Методические приемы выделения эпигенетических новообразований окислительного и восстановительного характера в осадочных породах // Сов. геология. 1973. № 4. С. 63–73.

12. Шмариович Е.М., Кисляков Я.М., Столяров А.С. О диагностике зон пластового окисления // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52(3). С. 87–98.
13. Щеточкин В.Н. Изменения углекисло-битумного типа на урановых месторождениях пластовой кислородной зональности // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 4. С. 92–101.
14. Экзогенные эпигенетические месторождения урана / Под ред. А.И. Перельмана. М.: Атомиздат, 1965. 324 с.
15. Яшунский Ю.В. Аутигенные минеральные включения в обломочных слюдах // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 6. С. 33–43.
16. Яшунский Ю.В. О включениях кристаллического гётита в обломочных слюдах // Зап. Всес. минерал. о-ва. 1991. № 3. С. 74–80.
17. Devis I.F. Uranium deposits in the Powder River Basin // Contrib. Geol. 1969. V. 8. N 2. Pt 1. P. 131–141.
18. Harsham E.N. Geology and uranium deposits Shirley-Basin area, Wyoming // U.S. Geol. Prof. Paper. 1972. N 745. 247 p.
19. Northrop H.R., Goldhaber M.B. Genesis of the tabular-type vanadium-uranium deposits of the Henry Basin, Utah // Econ. Geol. 1990. V. 85. N 2. P. 215–269.

ВИМС, Москва

Поступила в редакцию
17.VI.1992

УДК 552.51:551.8

© 1993 Астахов А.С., Ващенко Н.Г.

**МОРФОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ТЕРРИГЕННОГО КВАРЦА
ПРИ ЛИТОДИНАМИЧЕСКИХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ
РЕКОНСТРУКЦИЯХ**

Дан обзор методов морфометрического анализа псаммитов и на примере одного из них проиллюстрированы возможности выявления условий осадконакопления и источников обломочного кварца в современных осадках различных климатических зон и неогеновых отложениях Северо-Восточного Сахалина.

Морфометрический анализ обломков, слагающих осадки и осадочные породы, — один из наиболее старых и разработанных методов литологических исследований. Ранее он совершенствовался и применялся главным образом для изучения грубообломочных отложений. Окатанность, форма галек и характер их поверхности в комплексе с другими методами фациального анализа (гранулометрический, измерение ориентировки галек) служили основными критериями для выявления путей переноса и условий осаждения псефитов. Были разработаны методы определения окатанности и предложено большое число морфометрических коэффициентов на основе измерений трех взаимно перпендикулярных осей обломков. Анализ частиц песчаной размерности проводился уже на основе методики, разработанной для псефитов, с использованием тех же приемов оценки окатанности и формы зерен, но не получил широкого распространения из-за методических сложностей. Обычно использовали только качественные оценки окатанности и форм зерен и двумерные измерения в шлифах. В последние десятилетия число исследований, касающихся изучения морфологии мелких обломочных зерен и ее формирования, резко возросло в связи с развитием электронной микроскопии и вычислительной техники.

Развиваемые в настоящее время методы морфометрических исследований псаммитов можно разделить на три группы: 1) двух- или трехмерные измерения осей зерен и их окатанности в шлифах или на стереологических изображениях [15, 17, 19, 24, 26, 29]; 2) электронно-микроскопическое изучение поверхности зерен [18, 20, 21, 25, 27, 28]; 3) автоматизированное разделение частиц по их поведению в динамически активной среде [12, 14, 20, 23].

Основой для применения морфометрического анализа при решении специфических научных задач служит наличие характерных черт формы обломков и их поверхности, приобретенных в процессе дезинтеграции материнских пород или при переносе в экзогенных условиях.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Цель данной работы — выявление возможности литодинамических и палеогеографических реконструкций на примере анализа очень узкой компоненты терригенного материала — кварца размерностью 0,250–0,315 мм. Выбор кварца для исследований определяется его широким распространением в осадках и осадочных породах, относительно легкой диагностикой, устойчивостью в хими-

**Средние значения морфометрических коэффициентов кварца фракции 0,250–0,315 мм
из районов с различной обстановкой осадконакопления**

Место отбора проб, фация, интервал скважин, м	Номер пробы	Число зерен	$\frac{2c}{a+b}$	c/b	Окатан- ность
Побережье Северной Африки:					
пустыня Сахара	1	125	0,720	0,833	0,42
лагуна Тунис	2	107	0,687	0,789	0,31
пляж Средиземного моря	3	105	0,691	0,795	0,43
Дюны побережья Балтийского моря	4	108	0,680	0,783	0,37
Дюнные пески побережья Северного Саха- лина	5	122	0,666	0,793	0,33
Кора выветривания гранитов (о-в Сянгатур)	6	304	0,671	0,780	0,00
Донные осадки Красного моря	7	81	0,669	0,775	0,19
Донные осадки шельфа Южно-Китайского моря	8	2671	0,640	0,750	0,16
Донные осадки шельфа Северо-Восточного Сахалина	9	570	0,640	0,727	0,17
Донные осадки шельфа Северо-Западного Сахалина:					
Сахалинский залив	10	58	0,647	0,760	0,22
Татарский пролив	11	120	0,675	0,779	0,22
Авандельта р. Амур (20 м) — Амурский лиман	12	109	0,616	0,723	0,12
Авандельта р. Меконг:					
глубина 15–25 м	13	532	0,592	0,727	0,12
глубина 5 м	14	100	0,544	0,634	0,06
Эстуарий р. Меконг	15	102	0,646	0,755	0,07
Неогеновые отложения шельфа Северного Сахалина:					
0–470	16	150	0,672	0,767	0,21
470–1100	17	419	0,674	0,750	0,19
1100–1300	18	210	0,671	0,766	0,18
1300–1650	19	240	0,703	0,780	0,17
1650–2250	20	480	0,705	0,794	0,19
2200–3000	21	510	0,695	0,784	0,19

чески активных средах, физической прочностью, плотностью, близкой к средним значениям для осадочных пород.

Фракция 0,250–0,315 мм выбрана исходя из уже сложившейся традиции ее применения [14, 20], а также в силу аэрогидродинамических свойств. Зерна этой размерности в отличие от более крупных (0,4–0,5 мм) практически не окатываются при переносе в водной среде [3, 13, 22, 26], но интенсивно окатываются при эоловой транспортировке. Сортировка их по форме и окатанности также осуществляется только при переносе в воздушных потоках. В водной среде происходит лишь частичная сортировка по форме, с выделением наиболее уплотненных частиц [22].

В работе применен традиционный морфометрический анализ с измерением длинной, средней и короткой осей зерен под микроскопом с использованием зеркальной приставки [3, 29]. Окатанность определялась путем сравнения с эталонной шкалой [11]. Для описания формы зерен рассчитывали несколько наиболее распространенных безразмерных морфометрических коэффициентов: уплощенности и удлинненности по Кайе [16], шейп-фактор по Янке, сферичность по Сниду и Фолку [29], шейп-фактор Корэя [17] и двумерный коэффициент c/b [3].

В каждой пробе изучали 30–50 зерен в случае, если результаты использовали только для определения статистических параметров и 200–300 зерен, если проводился более подробный анализ распределения. Расчеты коэффициентов и статистических параметров распределения вели на мини-ЭВМ VT-20X по программам, составленным О.В. Зайцевым [3].

Для анализа выбраны пробы из различных современных седиментологических обстановок (табл. 1). Три пробы (1–3) отобраны с побережья Средней Африки, из района г. Тунис, который является конечной точкой эолового переноса песков севера Сахары [30]. В двух последних пробах наряду с пустынными песками, выносимыми в море различными способами, присутствуют и популяции, поступившие при размыве каких-то древних пород.

Проба 4 отобрана из пригребневой части дюны на восточном побережье Балтийского моря, вблизи устья р. Вента, проба 5 – из перерабатываемых ветром прибрежно-морских песков на севере о-ва Сахалин в районе пос. Москальво. Проба 6 отобрана из коры выветривания гранитов на побережье Южно-Китайского моря (о-в Сингапур). Проба 7 представлена гидротермальными осадками впадины Атлантис II в Красном море, в которых кварц изучаемой размерности является инородной терригенной (эдафогенной?) примесью и содержится в незначительных количествах. Для характеристики шельфовых отложений было изучено 42 пробы с шельфа Сунда Южно-Китайского моря и 19 проб с шельфа Северо-Восточного Сахалина. Они представлены современными и реликтовыми позднелейстоценовыми осадками, сформированными выносами рек Меконг и Амур соответственно и материалом из местных источников [2, 4, 8]. Отдельно были обобщены (проба 13) семь проб авандельтовых отложений р. Меконг. Проба 10 и 11 представляют участки шельфа, примыкающие к Амурскому лиману с севера (Сахалинский залив) и с юга (Татарский пролив). Эти пески, так же как и проба 12 авандельтовых отложений из Амурского лимана, сложены современными или древними выносами р. Амур, но на примыкающих участках побережья широко развиты эоловые процессы [8] и несомненно существует вынос на шельф песков, претерпевших эоловую переработку.

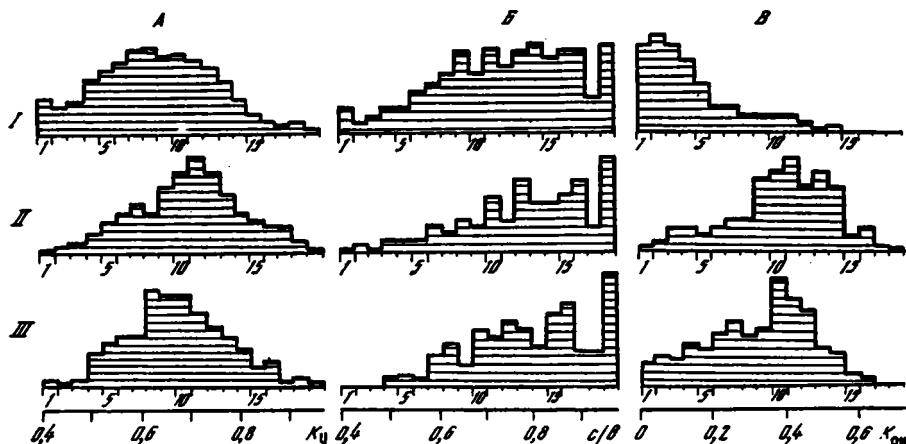
Для характеристики древних обстановок осадконакопления был изучен шлам одной из нефтепоисковых скважин шельфа Северо-Восточного Сахалина, вскрывшей отложения нутовского горизонта неогенового возраста. Для удобства представления результаты анализов в табл. 1 были объединены в шесть проб, из которых пробы 16–18 характеризуют верхненутовский подгоризонт плиоценового возраста, 19–21 – нижненутовский подгоризонт миоцена. При анализе кварца из шлама этой скважины не измерялись расколотые зерна со свежим сколом.

При предварительном анализе значимости использованных морфометрических коэффициентов и их изменчивости для современных отложений было установлено, что коэффициенты, основанные на соотношении трех осей зерен, идентичны между собой [3]. Поэтому в дальнейшем используются только коэффициент окатанности $K_{ок}$, преобразованный коэффициент уплощенности по Кайе $K_y = c/(a + b)$ и коэффициент c/b , отражающий форму поперечного сечения зерен (где a , b , c – соответственно длинная, средняя и короткая оси зерна).

Обобщенные данные определений формы и окатанности зерен приведены в табл. 1. Для более детального анализа рассчитывали статистические моменты распределения и строили гистограммы (фиг. 1).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В большинстве изученных проб значения коэффициентов уплощенности и окатанности имеют явную тенденцию к логнормальному унимодальному распределению (см. фиг. 1). В некоторых случаях наблюдается полимодальное распре-



Фиг. 1. Гистограммы распределения значений морфометрических коэффициентов уплощенности (А), c/b (Б) и окатанности (В) для выборок I (объединены 42 пробы шельфа Суанда Южно-Китайского моря), II (объединены 3 пробы с побережья Северной Африки), III (дюнные пески Северного Сахалина)

деление для окатанности, что связано со смещением материала из нескольких источников. Значения окатанности в пробах из различных обстановок осадко-накопления в первом приближении соответствуют выводам Д. Гуусенса, основанным на результатах экспериментальных работ [22], о преобладающем окатывании кварца этого размера при переносе в воздушных потоках. Лучшая окатанность характерна для проб, полностью или частично сложенных материалом, претерпевшим золую переработку: пустынные (см. табл. 1, проба 1), дюнные (пробы 4, 5) или прибрежно-морские и шельфовые осадки вблизи побережий с развитыми золовыми процессами (пробы 2, 3, 10, 11). Минимальные значения окатанности имеют осадки дельты р. Меконг в гумидной тропической зоне (пробы 13–15), где очень высока скорость выноса материала водными потоками из современных кор выветривания.

Значения коэффициента уплощенности почти во всех пробах имеют нормальное или логнормальное, близкое к симметричному распределение. По средним значениям резко различаются пробы из золовых и авандельтовых обстановок, но эти различия не совпадают с изменением окатанности (см. пробы 14 и 15, фиг. 1). Очевидно, здесь проявляется дифференциация зерен по форме в процессе транспортировки. Наиболее уплощенные и соответственно более подвижные в водных потоках зерна выносятся крупными реками с суши и осаждаются на участках резкого падения скоростей течений при впадении в море. В аллювии и даже в эстуариевых отложениях (проба 15) остаются более изометричные зерна. На шельфе материал изучаемой размерности может перемещаться и перераспределяться по форме лишь в редких случаях и обычно новые морфометрические популяции песков не образуются, а сохраняются старые, возникшие при поступлении наносов с суши. Исключение составляет ледовый разнос в сочетании с ветровой поставкой песка на поверхность льда. При такой транспортировке возможен вынос значительных количеств дюнных песков на десятки и сотни километров от побережья [1, 8]. При собственно золовом переносе в движении легче вовлекаются изометричные зерна, тогда как более уплощенные задерживаются в пределах области сноса, оказываясь в основании слоя подвижных барханных или дюнных песков.

Распределение средних значений c/b проб из различных обстановок осадко-накопления подобно распределению коэффициента уплощенности. Распреде-

Интервалы гистограмм (см. фиг. 1, Б) с максимальной плотностью распределения значений коэффициента c/b (полужирным шрифтом выделены интервалы с максимальной плотностью распределения для данной пробы)

Номер пробы*	Номера пиков (в числителе) и значения c/b (в знаменателе)					
	I	II	III	IV	V	VI
	0,49—0,55	0,58—0,67	0,67—0,73	0,73—0,82	0,85—0,90	0,94—1,00

Пробы с хорошо окатанным кварцем

1	4	7	11	13	17	<u>19</u>
2	3	5	9	<u>13</u>	17	<u>19</u>
3	4	7	11	<u>13</u>	17	<u>19</u>
4	4	7	10	<u>13</u>	16	19

Пробы с плохо окатанным кварцем

7	4	7	10	<u>13</u>	16	19
8	4	9	11	14	17	<u>19</u>
12	5	8	10	12	16	<u>19</u>
13	4	7	11	<u>14</u>	17	19
16	6	—	—	<u>12</u>	17	19
17	—	8	—	<u>12</u>	17	19
18	—	7	11	13	16	<u>19</u>
19	—	8	11	13	16	<u>19</u>
20	—	7	—	13	17	<u>19</u>
21	3	—	10	13	16	<u>19</u>

Пробы с совершенно неокатанным кварцем

6	4	8	11	14	<u>16</u>	19
---	---	---	----	----	-----------	----

*Место отбора пробы см. табл. 1.

ние же внутри каждой пробы отличается большой сложностью, имея ряд пиков (популяций) и тенденцию к увеличению плотности распределения при значениях c/b , стремящихся к единице (см. фиг. 1, Б и табл. 2). Если принять, что распределение значений c/b носит какие-то элементы логнормального, что частично проявляется на гистограммах, то мода такого распределения будет находиться в интервалах 12—14 (см. фиг. 1, Б). В этом случае пики на интервалах 13—14 окажутся относительно небольшими, соизмеримыми с другими малыми пиками, например на интервалах 4, 7, 10—11. Пики же на интервалах 16—17 и 19 будут резко выделяться на фоне общего, близкого к логнормальному распределению.

Наличие интервалов с высокой плотностью распределения c/b частично можно объяснить определенными кристаллографическими формами кварца. Основная масса терригенных зерен поступает в осадки из кислых магматических и метаморфических пород в виде первично ксеноморфных зерен. Они и образуют, очевидно, основную популяцию зерен со значениями c/b 0,70—0,85. При анализе часто отмечались также дипирамидальные или короткостолбчатые кристаллы β -кварца, часто оплавленные или окатанные, предположительно поступившие из богатых кремнеземом эффузивных пород. Значительно реже встречались кристаллы низкотемпературного α -кварца в виде удлинённых

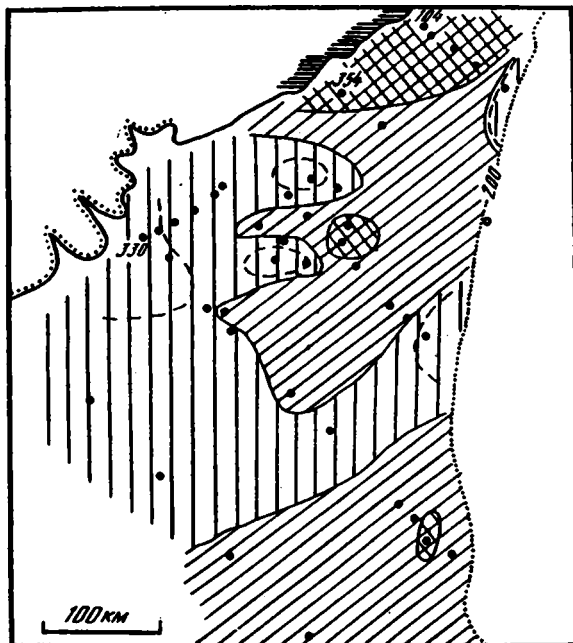
псевдогексагональных призм в сочетании с двумя тригональными бипирамидами или их обломки, в различной степени окатанные. Кроме этого, обычные хорошо окатанные или частично разрушенные зерна, которые, вероятно, первично имели форму кристаллов. Все указанные виды кристаллов в поперечном сечении, на котором измеряются c и b , имеют форму правильных или неправильных шестигранников с расчетным значением c/b 0,866, которое попадает в интервал 16 (0,85–0,88) на гистограммах. При окатывании или оплавлении кристаллов значение c/b будет приближаться к единице. Исходя из этого можно предположить, что пик V в интервалах 16–17 (0,85–0,91) на гистограммах c/b определяется содержанием неокатанных или слабоокатанных кристаллов кварца, а пик VI (0,94–0,97) – оплавленными или окатытыми кристаллами. Это подтверждается и смещением максимума пика V в интервал 16 в пробе 6 (см. табл. 2), представленной совершенно неокатытым кварцем из коры выветривания. Кроме того, во всех пробах с окатытым кварцем пик VI существенно превосходит пик V.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И МОРФОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ ЗЕРЕН

Интерпретация результатов морфометрического анализа терригенного кварца может быть направлена либо на выявление источников его поступления, либо на установление условий осадконакопления. Обычно обе эти задачи оказываются взаимосвязаны и более обоснованное решение одной из них зависит от конкретных условий региона. Возможность установления источников терригенного кварца основывается на отмеченном ранее наличии нескольких морфометрических популяций зерен, частично связанных с его кристаллографическими видами, сохраняющимися при окатывании (см. табл. 2). Учитывая очень низкую окатываемость кварца изучаемой размерности при транспортировке в водных потоках, диагностическим признаком зерен из определенных источников можно считать и окатытость (при допущении только транспортировки в водных потоках).

Характерные изменения окатытости зерен кварца в поверхностных осадках, определяемые различными источниками поступления, выявлены на шельфе Южно-Китайского моря (фиг. 2). Наименьшая окатытость характерна здесь для района, примыкающего к устью р. Меконг. На ст. 330 эти пески отличаются однородностью, унимодальным распределением окатытости со значениями, тяготеющими к нулю. Севернее, на ст. 354 и особенно на ст. 104, совершенно неокатытый кварц отсутствует и появляются устойчивые популяции с окатытостью 0,08–0,16; 0,28–0,32 и др. Источником их могут быть пески, прошедшие золотую обработку на побережье в районе Фанри. Здесь в связи с относительно засушливым микроклиматом большие участки прибрежной суши лишены растительности и в золотой перенос вовлекаются как прибрежные и аллювиальные пески; так и материал из кор выветривания. Еще одним источником хорошо окатытого кварца могут быть кайнозойские осадочные породы, размываемые в береговой зоне, на островах и банках. Низкую окатытость отдельных проб в средней части шельфа и у бровки можно объяснить выходами реликтовых голоценовых и позднелайстоценовых авандельтовых отложений р. Меконг. Наличие их здесь предполагалось ранее по результатам литофациального анализа иными методами [4, 7].

Форма зерен, описываемая трехмерными коэффициентами, также может определяться происхождением кварца, но в большинстве случаев она зависит от степени гидравлической (аэродинамической) дифференциации в процессе переноса и осаждения. Это проявляется уже при сравнении средних значений коэффициентов для золотых и авандельтовых отложений (см. табл. 1), но более наглядно видно из соотношения коэффициентов уплощенности и c/b на диаграм-

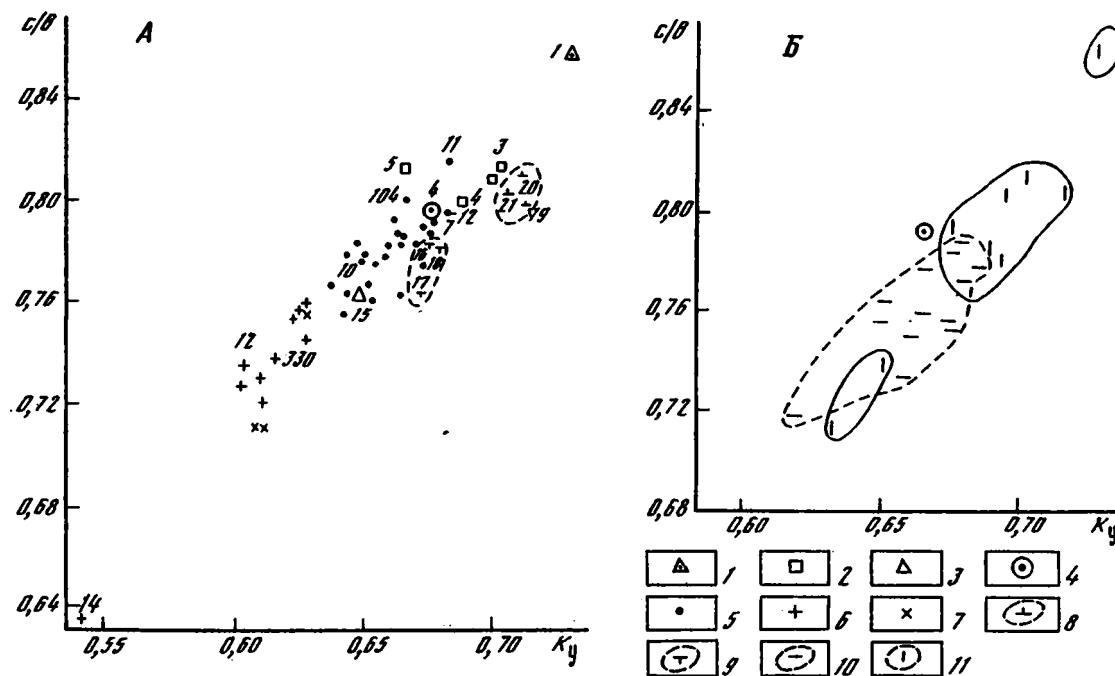


Фиг. 2. Окатанность кварца фракции 0,250–0,315 мм из поверхностных осадков шельфа Южно-Китайского моря, примыкающего к устью р. Меконг

1 – $>0,20$; 2 – 0,15–0,20; 3 – $<0,15$; 4 – изолиния окатанности 0,125; 5 – дельта р. Меконг; 6 – опустыненные участки побережья в районе Фанри с развитыми золовыми формами рельефа; 7 – изобата 200 м; 8 – изученные пробы осадков и их номера

ме (фиг. 3, А). Выделяется достаточно компактное поле, крайние точки в котором соответствуют пробам с наиболее однородным по способу транспортировки кварцем: золовые пески пустыни Сахара из района их конечной транспортировки (проба 1) и серия проб аванделловых отложений рек Меконг и Амур с кварцем, претерпевшим длительную транспортировку и дифференциацию в водном потоке (пробы 12–14). Точки, соответствующие пробам с менее выраженной степенью сортировки в одной из сред или смеси кварца, поступившего различными способами, располагаются между этими крайними. Пробы, соответствующие дюнным (пробы 4, 5) или прибрежно-морским отложениям в районах с развитыми золовыми процессами (пробы 2, 3), занимают верхнюю часть поля, шельфовые отложения – нижнюю. При этом поле шельфовых отложений весьма растянуто и в принципе может быть разделено более детально по соотношению материала, претерпевшего транспортировку в золовых и водных потоках. Пробы шельфовых и морских отложений, в которых присутствует золовый материал (7, 11, 104, см. фиг. 3, А), занимают его верхнюю часть, примыкающую к полю прибрежно-морских отложений из районов с развитыми золовыми процессами.

Точка, соответствующая коре выветривания гранитоидов, располагается в центре поля. Если это не случайное совпадение, то полученное распределение будет иллюстрировать различную направленность сортировки по форме или способность зерен различной формы к транспортировке в водной и воздушной



Фиг. 3. Морфометрические диаграммы кварца современных седиментологических обстановок (А) и слоев Ia и IIб нутовского горизонта неогена Северо-Восточного Сахалина (Б)

1-7 - пробы современных отложений (1 - пустынные, 2 - дюнные и прибрежно-морские у побережий с развитыми эоловыми процессами, 3 - аллювиальные, 4 - кора выветривания гранитов, 5 - шельфовые отложения, 6 - авандельтовые отложения, 7 - реликтовые авандельтовые отложения р. Меконг); 8-16 - неогеновые отложения скважины с шельфа Северо-Восточного Сахалина: 8 - нижненутовский подгоризонт, 9 - верхненутовский подгоризонт, глинистая пачка с прослоями алевритов (слой IIб); 11 - нижненутовский подгоризонт, глинисто-алеврито-песчаная пачка (слой Ia). Цифры на диаграмме А - номера проб (см. табл. 1 и фиг. 2)

среде. Это можно объяснить, если принять, что зерна изучаемой размерности в водных потоках переносятся в суспензии, а в воздушных – качением и сальтацией.

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ НЕОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА

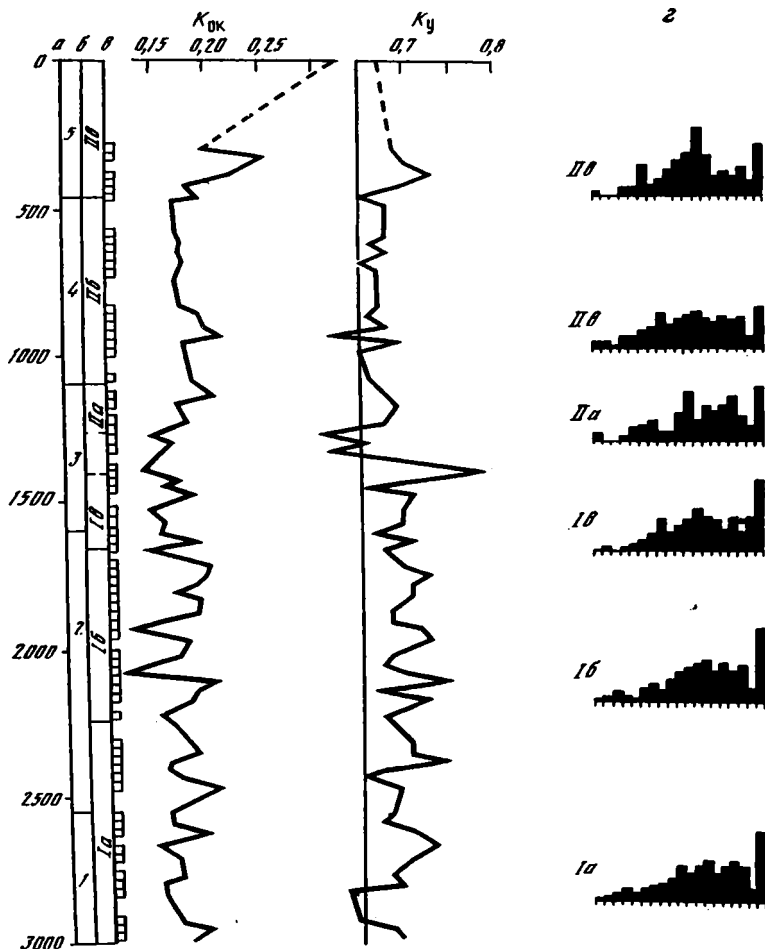
Точки, соответствующие объединенным пробам из отдельных литологических пачек верхне- и нижненутовского подгоризонтов неогена Северо-Восточного Сахалина, на диаграмме (см. фиг. 3, А) располагаются правее полей точек для современных отложений. Возможной причиной этого может быть использование для анализа шлама, в котором часть зерен расколота при бурении. Так как наименее устойчивы при механическом воздействии самые уплощенные и удлиненные зерна, раскалывающиеся поперек оси a , то зерна с максимальными значениями K_z выпадают из анализа. Этим, же, вероятно, обусловлено частичное отсутствие на гистограммах c/b пиков I, II, III с минимальными значениями c/b (см. табл. 2), для объединенных проб 13–18. Если учесть раскалывание зерен, то реально поля для неогеновых отложений (см. фиг. 3, А) будут расположены левее и их можно сопоставить с полями современных шельфовых и прибрежно-морских осадков.

При первичном анализе морфометрических коэффициентов по скважине по их значениям или характеру изменений было выделено несколько слоев (фиг. 4). Наиболее существенные различия проявляются между группами слоев I и II, в первом приближении сопоставимыми с верхне- и нижненутовским подгоризонтами. Они отражены в средних значениях коэффициентов и хорошо проявлены по разрезу (см. табл. 1, фиг. 4).

Резкое изменение морфологии кварца происходит в интервале 1300–1400 м. Оно отчетливо прослеживается в изменении значений K_z и по гистограммам для коэффициента c/b (см. фиг. 4). В последнем случае для слоев I характерны преобладание популяции (пика) VI (интервал 19–20) и близкое к логнормальному распределение в остальной части. В слоях II преобладает популяция (пик) V (пробы 11–12) и появляются дополнительные максимумы (пробы 5, 7, 16–17). Исходя из положения, что источником песчаного материала для формирования неогеновых отложений Северного Сахалина являлась р. Амур [8, 10], можно определить две возможные причины различий в морфологии кварца. Либо в начале плиоцена произошли существенные изменения в водосборном бассейне (климатические, географические) и р. Амур начала выносить материал иного состава, либо коренным образом изменились фациальные условия в бассейне осадконакопления. Последнее предположение связано с существующими представлениями об условиях осадконакопления в неогене [6, 9, 10], согласно которым нижненутовский подгоризонт формировался на материковом склоне, а верхненутовский – в пределах шельфа. Наши данные более соответствуют этой модели, хотя для интерпретации их требуется привлечение дополнительных сведений о современном осадконакоплении в Охотском море.

Интерпретация результатов по группе слоев II не вызывает трудностей. На диаграмме (фиг. 3, А) объединенные пробы этих слоев, с учетом коррекции (см. выше), попадают на поле для шельфовых отложений. Точки для отдельных проб слоя IIб (см. фиг. 3, Б) также совпадают с полем шельфовых отложений, а некоторые пробы попадают на поле авандельтовых. Точки слоя IIв несколько смещены в сторону поля прибрежно-морских отложений. Учитывая более высокую окатанность и изменчивость по разрезу, можно предположить, что этот слой сформирован в более мелководной части шельфа, куда в регрессивные периоды поступал материал из побережий с золовыми ландшафтами.

Объединенные пробы слоя I оказались близки по морфометрии к прибрежно-морским отложениям, содержащим материал, претерпевший золовую перера-



Фиг. 4. Морфометрическая характеристика кварца фракции 0,250–0,315 мм по скважине с шельфа Северо-Восточного Сахалина

a – литостратиграфические пакки отложений (1–2 – нижненутковский подгоризонт миоценового возраста: 1 – алевроито-глинистая пачка, 2 – глинисто-алеврито-песчаная пачка; 3–5 – верхненутковский подгоризонт плиоценового возраста (3 – алевроито-глинистая пачка, 4 – глинистая пачка с прослоями алевроитов, 5 – песчано-алевритовая пачка); *б* – слои, выделенные по результатам морфометрического анализа кварца фракции 0,250–0,315 мм; *в* – интервалы опробования по шламу; *г* – гистограммы значений коэффициента c/b

ботку. Анализ же отдельных проб (см. фиг. 3, Б) и изменчивости по разрезу (см. фиг. 4) выявляет чрезвычайно большой разброс как по окатанности, так и по форме зерен. Большинство проб из слоя Ia, например, образуют компактное поле, совпадающее (с учетом коррекции) с прибрежно-морскими отложениями, но есть отдельные точки, тяготеющие как к авандельтовым, так и к типичным эоловым отложениям. С учетом формирования отложений на материковом склоне это можно объяснить ритмичностью поступления терригенного материала в регрессивные и трансгрессивные периоды. При регрессиях береговая линия и устье р. Амур приближались к бровке шельфа и песчаный материал из авандельты и прибрежной суши мог выноситься на материковый склон ветрами и в суспензионных потоках. В трансгрессивные периоды, как следует из анализа современных условий осадконакопления [1, 2, 8], основным способом привноса песчаного материала в пределы материкового склона служит ледовый разнос.

При этом в него наиболее активно вовлекаются золотые пески Северного Сахалина, наносимые ветрами на поверхность припайных льдов [1, 8].

Таким образом, большая изменчивость морфометрических коэффициентов по разрезу нижнеледяного подгоризонта может быть объяснена поступлением на материковый склон песка из различных фациальных зон (золотые, прибрежно-морские, авандельтовые) в регрессивные и трансгрессивные периоды.

*
*

Проведенные исследования показали, что морфометрический анализ терригенного кварца может достаточно успешно использоваться для решения ряда палеогеографических и литодинамических задач в комплексе с другими методами. Основаниями для этого при изучении фракции 0,250–0,315 мм являются наличие нескольких кристаллографических форм кварца в первичном материале, поступающем в экзосферу, различие в скорости окатывания зерен и сортировке по форме при переносе в воздушных и водных потоках. Эти факторы позволяют выделить отложения, сформированные в различных динамических условиях, что в ряде случаев может служить основанием и для выявления конкретных фаций, в которых эти условия преобладают. Очевидно, что при этом необходим учет результатов других методов фациального анализа.

Наиболее перспективно использование морфометрического анализа для расчленения песчаных отложений, формирующихся в прибрежно-морских условиях тропической и субтропической зон. При детальном площадном опробовании и изучении четвертичных отложений возможны выявление источников, способа и направления переноса песчаного материала на шельфе и, в некоторых случаях количественная оценка скорости этих процессов. Источниками с характерными формами кварца могут быть дельтовые отложения крупных рек, эродированные магматические, метаморфические, осадочные породы, современные и древние золотые образования.

При анализе морфометрических особенностей кварца возможна литостратиграфическая корреляция мощных осадочных толщ с выделением как крупных циклов, возникших благодаря тектонической перестройке, так и более мелких, связанных с эвстатическими изменениями уровня моря. Указанные построения возможны и при анализе шлама нефтепоисковых скважин, но при сопоставлении результатов с моделями для современных отложений необходима коррекция значений K_u , учитывающая раскалывание части наиболее уплощенных зерен. Для изученной скважины с шельфа Северо-Восточного Сахалина, вскрывшей слабоконсолидированные неогеновые отложения, поправочный коэффициент составляет 0,93–0,97.

Расширение возможностей морфометрического анализа может быть достигнуто путем изучения кварца нескольких размерностей. При диаметре менее 0,10–0,15 мм он почти не будет окатываться и сортироваться по форме, т.е. морфометрия его будет определяться только первичным составом. Крупные фракции (более 0,4–0,5 мм) окатываются и дифференцируются в водных потоках, и морфометрия их определяется почти исключительно дальностью и длительностью переноса.

Список литературы

1. Арчинов Е.И., Степанова Л.Е. Закономерности захвата и разноса обломочного материала льдами в Охотском море // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 27–31.
2. Астахов А.С. Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1986. 140 с.
3. Астахов А.С., Зайцев О.В. Морфометрический анализ псаммитов (методика и возможности применения). Преприят ТОО ДВО АН СССР. Владивосток, 1990. 33 с.

4. Астахов А.С., Марков Ю.Д., Чинь Тхе Хиеу. Влияние выносов реки Меконг на позднечетвертичное осадконакопление в Южно-Китайском море // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 112—127.
5. Бегехин А.Г. Минералогия. М.: Госгеолиздат, 1950. 956 с.
6. Занюков В.Н., Мельников О.А., Таболяков А.Я. Формационный анализ кайнозойских отложений Северного Сахалина // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР 1982. С. 52—64.
7. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии. М.: Наука, 1989. 256 с.
8. Кононова Н.Н. Золотые процессы и ландшафты побережий. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1986. 123 с.
9. Мельников О.А., Захарова М.А. Кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Сахалина. М.: Наука, 1977. 244 с.
10. Мустафин И.А. Проградиационное осадконакопление и литофации Северо-Сахалинского осадочного бассейна // III Тихоокеанская школа по морской геологии, геофизике и геохимии. Тез. докл. Ч. 3. Владивосток, 1987. С. 145—147.
11. Разумихин Н.В. Экспериментальные исследования эволюции окатанности обломков горных пород. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 121 с.
12. Ромм Г.М., Кривулина Ю.А. Морфометрическая характеристика песчаных отложений береговой зоны Куршю-Нерия // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 1. С. 106—112.
13. Рухин Л.Б. Основы литологии. М.: Госоптехиздат, 1953. 670 с.
14. Рухина Е.В., Кашик Д.С., Дюфур М.С. Определение формы песчаных зерен с помощью вибросепаратора // Тр. ЛГУ. 1962. Т. 12. С. 55—67.
15. Bui E.N., Mazzulo J.M., Wilding L.P. Using Quartz grain size and shape analysis to distinguish between aeolian and fluvial deposits in the Dallo-Bosso of Niger (West Africa) // Earth surface processes and landforms. 1989. V. 14. N 2. P. 157—165.
16. Caillieux A. Morphoscopische Analyse der Gesteine und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paleoklimatologie // Geol. Rdschau. 1952. V. 40. P. 11—19.
17. Corey A.T. Influence of shape on the fall velocity of sand grains: M. Sci. thesis. Fort Collins: Colorado. A. and M. College, 1949. 102 p.
18. Culver S.J., Bull P.A., Campbell B. et al. Environmental discrimination based on quartz grain surface textures: a statistical investigation // Sedimentology. 1983. V. 30. P. 129—136.
19. El Fishawi N.M. Roundness and sphericity of the delta coastal sands // Acta mineral.-petrogr. Szeged. 1984. V. 26/2. P. 235—245.
20. Hayward J., Orford J.D., Walley W.B. Three implementations of fractal analysis of particle outlines // Comput. and Geosci. 1989. V. 15. N 2. P. 199—207.
21. Gao Guorui. Microstructural features of the marine soils in China // Proc. 4 Internat. Congr. Internat. Assoc. Eng. Geol. V. 7. New Delhi, 1982. P. 263—273.
22. Goossens D. Interference phenomena between particle flattening and particle rounding in free vertical sedimentation processes // Sedimentology. 1987. N 34. P. 155—265.
23. Kachik D.S., Miklukho-Maklae O.A., Romm G.M., Rybalko A. Ex. Grain size and grain morphology of the lower and middle miocene sandy sediments of the continental slope off north-western Africa // Initial reports of the DSDP. V. 47. Pt 1. Wash.: US Gov. print. off., 1979. P. 683—698.
24. Mazullo J., Crisp J.A. Quartz-Grain shape: A record of the source of fine-grained sediments // Geo-Mar. Lett. 1985. V. 4. N 3—4. P. 197—202.
25. Porter J.J. Electron microscopy of sand surface texture // J. Sediment. Petrol. 1962. V. 32. N 1. P. 124—135.
26. Samad A. The effects of transportation on roundness and shape of river Tamar sands, S.W. England // J. Geol. Soc. India. 1983. V. 24. P. 460—467.
27. Shimura F., Moriaki K., Ito M. Surface Texture of Quartz Grains Obtained from an Iceberg and Submarine Sediments in Lutzow-Holm Bay Antarctica // Antarctic Rec. 1988. V. 32. N 2. P. 129—139.
28. Wang Ying, Vilks G., Piper D.J.W. The surface texture of quartz sand grains from the continental shelf environments. Examples from Canada and China // Proc. Internat. Sympos. Sediment. Contin. Shelf, Spec. Ref. East China Sea. Beijing, 1983. P. 920—931.
29. Willetts B.B., Rice M.A. Practical representation of characteristic grain shape of sands: a comparison of methods // Sedimentology. 1983. V. 30. P. 557—565.
30. Wilson I.G. Desert and flow basins and a model for the development of ergs // Geol. J. 1971. V. 137. P. 180—199.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.8. : (47–15) (551.736)

© 1993 Верилин Н.Н.

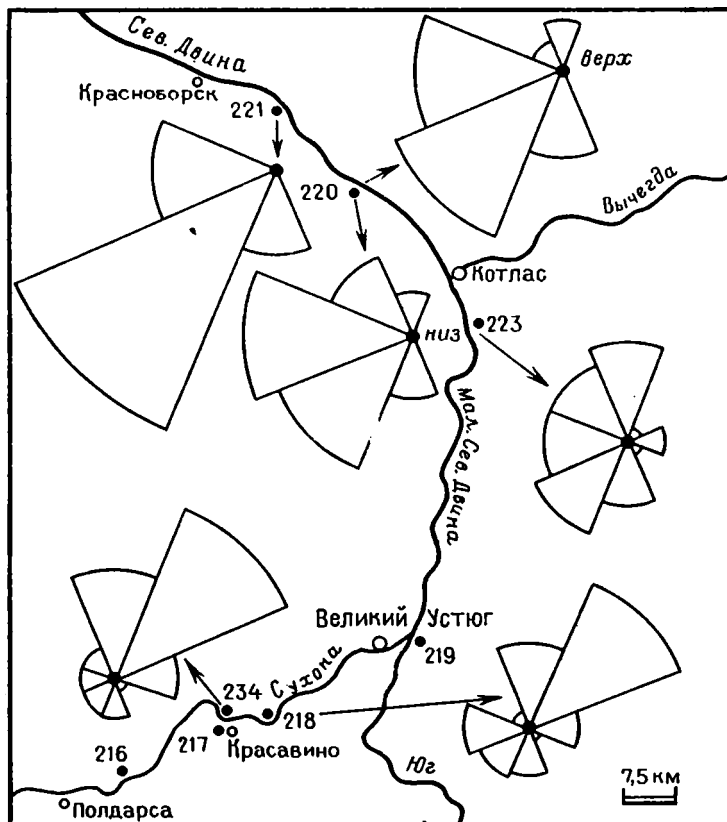
**К ПРОБЛЕМЕ ВЫЯВЛЕНИЯ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ
И ПАЛЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ
НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ В КОНЦЕ ПЕРМИ – НАЧАЛЕ ТРИАСА**

Геоморфологические особенности являются одной из важнейших сторон современных и древних ландшафтов. Не случайно поэтому в последние годы бурное развитие приобретают палеогеоморфологические исследования, нередко направленные на решение конкретных, практически важных задач. Палеогеоморфология все больше вычленяется как самостоятельный раздел палеогеографии [13, 18].

Существуют представления о правомочности самостоятельного существования и другого раздела палеогеографии – динамической палеогеографии [9, 21], или более широкого по содержанию ее направления – палеодинамической геологии [19]. Однако наряду с указанной дифференциацией палеогеографических исследований все более отчетливо выступает неделимость палеогеографических исследований, проявляющаяся в необходимости при реконструкции физико-географических обстановок геологического прошлого выявления особенностей отдельных составных частей географической оболочки в их взаимосвязи, в генетическом единстве. В связи с этим оба упомянутых направления исследований при конкретных реконструкциях физико-географических условий прошлого должны использоваться совместно. Некоторые из возможных приемов таких реконструкций и их результаты рассмотрим на примере изучавшихся крупных, преимущественно песчаных линз, залегающих в верхнетатарских отложениях, вскрытых на берегах рек Сухона и Северная Двина.

Эти линзы начали привлекать к себе внимание уже давно, особенно из-за уникальных находок в них [1, 2, 10] остатков костей ископаемых животных. Недавно интерес к ним возрос и из-за высказанных представлений о перспективности некоторых из них на поиски ценных минералов [20]. Однако, несмотря на все это, до сих пор относительно генезиса рассматриваемых линз высказываются различные, нередко взаимоисключающие мнения. Он трактуется то аллювиальным, то подводно-дельтовым, то бассейновым озерным, то прибрежно-морским, то как результат отложения осадочного материала на мелководье из временных потоков [8, 11, 14, 16, 17]. Конечно, разные линзы могут обладать различным генезисом. Однако указанный разнобой мнений объясняется в основном не этим, так как обычно оценки генезиса делаются для линз в целом или взаимоисключающиеся мнения высказываются для одних и тех же объектов.

В связи с отмеченной неясностью образования крупных линз, присутствующих в верхнетатарских отложениях, попробуем подойти к решению этого вопроса на основе анализа морфологии линз и текстурных особенностей слагающих их пород. Необходимо отметить, что на основании результатов начатого комплексного изучения линз в соавторстве с Н.А. Калмыковой и Г.А. Сусловым нами уже рассматривалась эта проблема, однако она освещалась лишь в тезисной форме [4, 5]. Основная же цель настоящей работы более частная, преимущественно методическая – показать пути и возможности самостоятельного использования результатов детального полевого изучения геологических объектов для выяснения их генезиса и палеогеографических реконструкций.



Фиг. 1. Схема местонахождения изученных крупных линз с указанием номера отвечающих им обнажений и диаграммами ориентировки замеренной в них косої слойчатости

Все изученные крупные линзы (фиг. 1) залегают в отложениях верхней части северодвинского горизонта или в вятском горизонте, причем вниз по течению, от нижней части р. Сухона и далее по Малой Северной Двине, а затем Северной Двине происходит в общем направленное их омоложение. Это четко фиксируется в том, что по р. Сухона и Малой Северной Двине они находятся внутри разных стратиграфических подразделений позднеатарского возраста [15]. В линзах же по Северной Двине, не перекрытых верхнепермскими образованиями, присутствуют позвонки *Tupilakosaurus* sp. (определения С.В. Петухова), свидетельствующие о раннетриасовом возрасте вмещающих их отложений.

Поскольку трактовка генезиса рассматриваемых в работе крупных линз в значительной мере определяется условиями формирования вмещающих их отложений, кратко остановимся на этом вопросе. Вскрытые по берегам рек Сухона и Малая Северная Двина красноцветные со светло-серыми и голубовато-светло-серыми пластами и прослоями осадочные толщи позднеатарского возраста характеризуются однообразным набором слагающих отложений: почти исключительным распространением глинистых, карбонатных и промежуточных по составу между ними глинисто-карбонатных пород. При этом отмечено тонкозернистое и псевдоколлоидальное строение всех этих петрографических разностей. Соответственно промежуточные их представители обычно выступают как мергелистые породы, возникшие в результате одновременного формирования и глинистой, и карбонатной составляющих осадка.

Хорошо выраженная параллельная слоистость отложений, частые постепенные переходы между разностями пород, высокая карбонатность указывают на накопление осадков в лагунном водоеме, что подтверждается и результатами палеонтологических исследований [15]. В разрезах не встречено достоверных следов перерывов и наземных размывов. Отсутствие их и даже значительных по времени осушений осадков можно предполагать и из исключительно тонко-зернисто-псевдоколлоидального строения карбонатного материала, наличия

следов подводно-оползневых деформаций осадков. Не отмечено в отложениях и следов влияния на осадочный процесс деятельности штормов. Таким образом, можно полагать, что осадконакопление происходило в обстановке устойчиво существовавшего лагунного водоема на глубинах, которых, как правило, не достигали седиментационные значимые волновые и штормовые движения вод. Отмеченное предопределяет водные обстановки формирования и крупных линз, находящихся среди этих лагунных в широком смысле отложений.

Со сделанным заключением хорошо согласуется мнение В.А. Молина, Г.Ф. Буданова и др. [14] о том, что рассматриваемые линзы вообще как бы влетены во вмещающие отложения, перекрываясь сверху нормально, без признаков каких-либо несогласий, вышележащими отложениями, а потому должны были образовываться в субаквальной обстановке. Подчеркнем, что этот вывод базируется на изучении обширного региона и претендует на универсальность для Русской плиты.

Наиболее древней из изученных линз является Мутовинская (216-я)¹, неоднократно описывавшаяся в литературе [9, 15]. Она стоит особняком относительно других линз, выделяясь разнообразием окрасок и литологического состава слагающих пород и присутствием линзочек и прослоев угля, включений углефицированных растительных остатков, и в том числе обломков древесины. Пестрая окраска слагающих ее пород с значительным распространением сероцветных выделяет ее среди преимущественно красноцветных с голубовато-серыми полосами вмещающих отложений и делает ее хорошо заметной даже издали, несмотря на общую плохую обнаженность. Литологический состав слагающих линзу пород очень разнообразен и изменчив. Приведем характеристику слагающих линзу отложений по пересечению ее в месте наибольшей мощности.

1. В основании линзы залегают крайне неотсортированные, преимущественно песчаные, зеленовато-серого цвета породы мощностью 2,3 м. Они сложены содержащимися в различных соотношениях глинистым, алевроитовым, карбонатным и песчаным материалом, нередко с обилием обломков и сгустков песчаного, глинистого и карбонатного состава. Иногда встречаются гравийные зерна и галечки до 2 см из кварца и песчаников. Присутствуют обломки и включения угля размером до 3 см. Вверх роль песчаной составляющей, обломков и сгустков уменьшается и начинает преобладать глинистый песчано-карбонатный материал. Встречаются обломки костей размером до 3 см и раковинки остракод.

2. Песчаник сильнокарбонатный с линзочками, обогащенными гравийными зернами и иногда с мелкой (до 1,5 см) галькой, присутствует углистый детрит. Встречаются остракоды. Мощность пласта 1,8 м.

3. Прослой глинисто-углистой желтоцветной породы с линзочками кремнисто-доломитового состава длиной до 30 и толщиной до 2 см. Мощность 0,2 м.

4. Карбонатные глинисто-кремнистые очень крепкие породы, желтого цвета с лепешкообразными конкрециями доломита, иногда присутствуют раковинки остракод. Мощность 3,1 м.

5. Алевроито-углистая порода темно-серого цвета, с обилием обломков обугленной древесины размером до 4 см. Мощность 0,2 м.

6. Песчаники темно- и светло-серые, с углистым детритом, иногда с прослойками до 2 см угля и линзочками до 10 см мощности кремнистых доломитов. Иногда обилие неравномерно распределенных раковин остракод. Мощность 1,3 м.

7. Алеврокарбонатно-глинистые породы, темно-серые, зеленовато- и голубовато-серые, часто с примазками и включениями угля, а иногда и его линзочками. Нередко остатки остракод и мелких гастропод. Мощность 6,8 м.

8. Глины темно-зеленые, 2 м.

На этом разрез линзы, вероятно, заканчивается. Мощность слагающих ее пород в месте описания 17,6 м. Видимая протяженность линзы около 200 м, подошва неровная, но в общем плавно прогнута. Выше залегает алевроитовая карбонатно-глинистая порода красного цвета с желтыми и зелеными пятнами, со следами оплывания осадка, мощностью 1,5 м.

Преимущественно в неотсортированных и смешанных разностях пород линзы часто присутствуют обломки костей разнообразных позвоночных, как водных, так и наземных, встречаются остатки пресноводных моллюсков и рыб, в том числе морских, по всему разрезу распространены остракоды [15].

Слагающие Мутовинскую линзу отложения иногда, преимущественно в периферийных частях, обладают наклонной слоистостью, свидетельствующей (если учесть различный петрографический состав образующих ее пород) о длительном существовании понижения рельефа на месте формирования линзы и прерывистости процесса заполнения его осадочным материа-

¹Здесь и далее в скобках указана нумерация линз согласно фиг. 1.

лом. Таким образом, указанные особенности рассматриваемой линзы, характер слагающих ее пород, обилие углистого детрита, присутствующие остатки организмов свидетельствуют о быстром отложении отдельных порций осадочного материала в лагунных условиях, но вблизи от суши. При этом сделанные в разных участках линзы замеры падений поверхностей наклонной слоистости, укладываемые в интервал азимутов от 290 до 20° с преобладанием 0–20°, с углами наклона 10–20°, позволяют считать, что движение осадочных масс при формировании линзы происходило преимущественно с юга на север. Соответственно в северном направлении во время формирования Мутовинской линзы в этом районе, вероятно, был наклонен и общий палеосклон — наземный и подводный.

Крупные линзы, расположенные ниже по р. Сухоне, сложены почти исключительно, независимо от положения в теле линзы, мелко- и среднезернистыми песками и очень слабо сцементированными песчаниками, обычно перекрестно-косослойчатыми. При этом следует подчеркнуть, что, как правило, косая слойчатость, возможно, распространена в линзах повсеместно, не приурочиваясь к каким-либо частям их, однако часто из-за сыпучести склона и однородности материала, его слагающего, она не заметна. При этом нередко совместно распространены как перекрестно-косослойчатая (разнонаправленная) с почти прямолинейными косыми слоями и швами, так и мульдовидная косая слойчатость. Однако, несмотря на общность состава и строения слагающего их материала, среди линз можно выделить по морфологическим признакам три типа.

Для одних, вскрытых близ д. Каликино и Красавино (217-й, 234-й и расположенных вблизи от них), характерна в общем ровная подошва и слабовыпуклая или волнистая кровля. Протяженность и мощность этих линз весьма изменчивы. Так, видимая протяженность 217-й около 260 м, мощность до 8 м, а 234-й — около 640 м с мощностью не менее 15 м. Слагающие линзы песчаники обычно обладают косой слойчатостью перекрестного типа, нередко мульдовидной с мощностью косых серий преимущественно до 0,6 м. Изредка близ подошвы линзы или по швам косых серий наблюдаются включения округлой формы розовых мергелей и светло-серых карбонатных пород размером до 3 см. Характерно для рассматриваемых линз то, что нередко в местах выклинивания верхняя поверхность их значительно наклонена и непосредственно перекрывается отложениями с первичным наклоном плоскостей напластования. Отмеченные особенности морфологии линз, если принимать во внимание обстановку образования вмещающих их отложений, позволяют считать, что они относятся к баровым и косовым образованиям. Проведенное изучение наклона 42 косых слоев в линзе 234 показало (см. фиг. 1), что на фоне изменчивой ориентировки преобладает наклон их на северо-восток, указывающий на движение среды отложения осадочного материала в общем в направлении с юго-запада на северо-восток.

Существенным представляется то, что часто нижняя граница линз осложнена следами взаимных пластичных внедрений материала, слагающего линзы и подстилающие их отложения. Последние нередко представлены красноватыми глинами. Эти текстуры свидетельствуют о том, что первые порции слагающего линзы песчаного материала отлагались в водной обстановке непосредственно на гидропластичные донные илы. Если наряду с отмеченным учесть указывавшееся перекрытие линз в местах их выклинивания мергелистыми, глинистыми и карбонатными осадками, обладавшими первичным наклоном, т.е. признаками обтекания, то можно предполагать, что формирование линз вообще происходило преимущественно в подводных обстановках. Правда, наличие иногда в слагающих их песчаниках перекрестной (разнонаправленной) косой слойчатости с волнистыми швами, морфологически очень похожей на характерную для золовых песков, возможно, указывает на существование этапов, когда песчаные осадки испытывали осушение и частичную переработку ветром. Однако такая возможность требует специального обоснования.

Для второго морфологического типа линз характерно строение, указывающее на образование их вследствие заполнения песчаным осадком хорошо выраженных эрозионных трогообразных врезов. Примером таких линз может служить линза на левом берегу р. Сухоны в 1 км ниже пристани Устье Мякольское (218-я). Для нее отмечается четко прогнутая трогообразная подошва, а соответственно, и залегание на разных пластах подстилающих отложений; первичный наклон поверхностей напластования по краям; слабая прогнутость кровли. Для слагающих линзу песчаников и песков типично наличие перекрестной слойчатости, сходной с отмеченной для осадков первого типа линз, однако в них включения обломков глин, мергелей и карбонатных пород встречаются значительно реже. Нижняя граница линзы особенно четко по краям, в месте выклинивания, нередко осложнена следами внедрений в подстилающие осадки. Их наличие, как и общая плавность, сглаженность, трогообразность подошвы линзы, по-видимому, свидетельствуют о возникновении эрозионного понижения и заполнении его осадком в подводных условиях, а не в наземных. Видимая протяженность линзы около 200 м, мощность до 10 м.

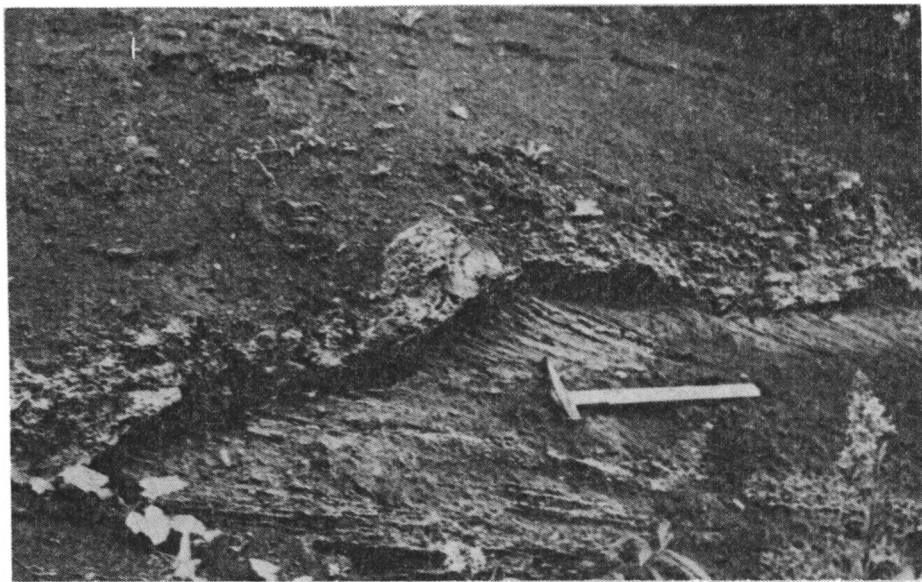
Проведенные массовые замеры (62 замера) ориентировки косых слойков в рассматриваемой линзе (218-й) показали, что преобладающий их наклон в северо-восточном направлении (см. фиг. 1), причем именно в этом румбе чаще всего наблюдаются большие углы падения слойков — до 30° и более. Поэтому можно полагать, что принос материала, слагающего линзу, осуществлялся в общем с юго-запада.

Близка по строению, составу и текстурным особенностям к рассмотренной линзе и вскрытая близ Котласа в береговом обрыве р. Малая Северная Двина (223-я — Завряжье). Ее подошва также трогообразная, видимая протяженность примерно 150 м, мощность около 12 м. Однако у нее есть черты, сближающие с первым морфологическим типом линз — выклинивание в юго-восточном направлении не только снизу, но и сверху, с признаками наклонного залегания непосредственно перекрывающих осадков. Своеобразно для нее и частое наличие в ее кровле четких следов пластичного внедрения, иногда с амплитудой до 0,8 м, розовых глин. Как бы размазанность верхней границы; частые следы внедрений вышележащих осадков в песчаные, слагающие линзу; присутствие в линзе прослоев и линзочек глин, сходных с вмещающими и перекрывающими; наличие вверху средней части ее линзочек (в единицы сантиметров мощностью), имеющих наклон согласно косой слойчатости, обогащенных карбонатными желваками, указывает на то, что формирование как линзы, так и перекрывающих ее осадков происходило в сходной обстановке на дне водоема и было непосредственно взаимосвязано. Выявленный (на основании 30 замеров) большой разброс наклонов косых слойков свидетельствует о значительных изменениях направления движения среды, отлагавшей осадочный материал, с преобладанием северного и юго-западного (см. фиг. 1).

Третий тип линз, по-видимому, распространен незначительно. К нему относятся линзы, возникшие в основном за счет заполнения четко выраженных эрозионных понижений на дне водоема оползавшими донными осадками. Таким образом, возникла линза, расположенная рядом с описанной трогообразной (218-й) у пристани Устье Мякольское. Размеры ее по протяженности примерно в 3 раза меньше, мощность около 10 м. Состав слагающих ее пород разнообразен (песчаники, глины, алевроиты), а взаимоотношение их сложное, подчеркивающее образования тела ее в значительной мере вследствие подводного оползания глинистых осадков одновременно с приносом песчаного материала. Видна по крайней мере трехэтапность формирования линзы, подчеркиваемая присутствием трех наложенных друг на друга и сложно сочетающихся с сопутствующими глинистыми осадками песчаных мультимодальных тел. Ориентировка границы отложений, вмещающих линзу и оползших масс, заполнивших ее юго-восточную часть, указывает на движение оползавших осадков примерно в направлении с юга на север. Возможно, это соответствует общему наклону палеосклона на север в районе формирования линзы. Образование тела линзы не привело к полному выравниванию поверхности дна водоема. Оно было завершено лишь вследствие нормального осадочного процесса, о чем свидетельствует некоторое увеличение непосредственно над ней мощности перекрывающего линзу пласта голубовато-светло-серого известняка.

Морфологию линзы у пристани Аристово на р. Малая Северная Двина (219-й) из-за плохой обнаженности изучить не было возможности. Протяженность ее около 200 м, мощность не менее 7 м. Четкой косой слойчатости не отмечено. По относительному разнообразию слагающих линзу пород, обилию остатков костей и присутствию включений углистого материала она несколько напоминает Мутювинскую линзу. Для линзы характерно присутствие участков и линзочек, обогащенных обломками-сгустками глинистого и карбонатного материала и следов подводно-оползневых и оплывинных деформаций осадков, свидетельствующих о накоплении слагающих ее отложений в подводных условиях. На такую обстановку указывают и остатки раковин моллюсков.

Для Северодвинских линз триасового возраста, в частности для Фаустовской у пристани Нечаиха (220-й), характерно частое присутствие в низах пачки псевдогравелитов, т.е. пород, сложенных в основном гравийной размерности обломками-сгустками из материала, аналогичного подстилающим отложениям. Иногда в псевдогравелитах отмечается примесь хорошо окатанных настоящих гравийных зерен и мелких галек. Эти породы обычно глубоководной чаты с мощностью серий до 1 м. Возникли они вследствие деятельности мощных мутьевых потоков, которые приносили осадочный материал как с суши, так и, преимущественно, захваченный при размыве еще окончательно не литифицированных донных осадков самого водоема. Мощность этой пачки достигает 7 м. Замеры ориентировки косых слойков (33 замеров), нередко отчетливо мультимодальной слойчатости, показали, что эти наклоны почти целиком отвечают западным румбам с преобладанием падений на запад и юго-запад (см. фиг. 1). Еще более четкая ориентировка косой слойчатости (по 17 замерам в базальных псевдогравелитах и 6 — в непосредственно перекрывающих их породах) выявлена для более северной

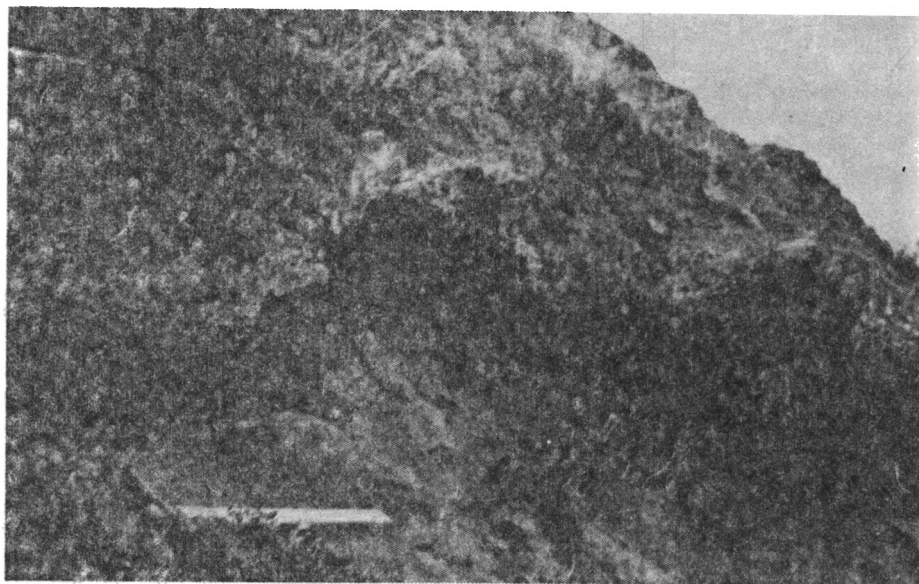


Фиг. 2. Следы оползания неотсортированного грубообломочного и песчаного материала, сопровождавшегося частичным выпаживанием подстилающих косослоистых песчаных осадков (длина молотка 0,7 м). Фаустовская линза

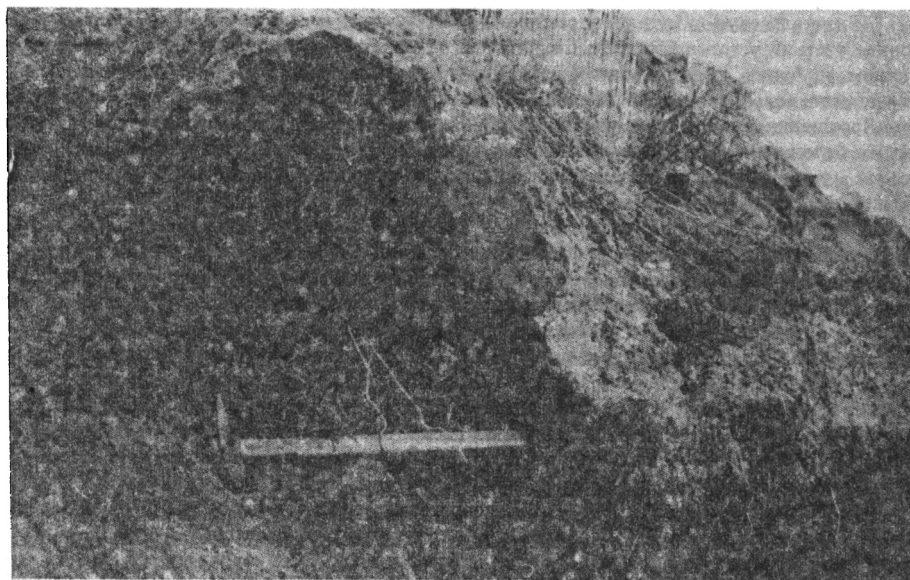
линзы (221-й, см. фиг. 1). В ней более половины из замеренных слоев наклонено на юго-запад, свидетельствуя о приносе осадочного материала с северо-востока. Выше лежащая основная часть Фаустовской линзы, мощностью не менее 12 м, сложена песчаными и, в подчиненном значении, гравийными и гравийно-песчаными породами. Они залегают либо на пачке псевдогравелитов, либо прямо на глинисто-мергельных отложениях вятского горизонта. Протяженность выходов около 1,5 км. Верхняя часть размыта или перекрыта четвертичными отложениями. В рассматриваемой части линзы нередко присутствует грубая перекрестная мульдовидная косая слоистость, участки, линзочки и косые слои, обогащенные обломками-сгустками глинистого и карбонатного материала, причем включения глины иногда достигают размера до 0,3 м и имеют округлую или причудливую форму. Широко распространены разнообразные следы подводного оползания осадков, в которых нередко участвуют большие массы осадочного материала, как песчаного, так и грубообломочного. Изредка преимущественно в центральной части выходов подводно-оползневые деформации распространены по всей мощности рассматриваемой верхней части линз.

Представляется, что выявление и изучение следов подводно-оползневых деформаций в древних отложениях имеет очень большое значение для решения литогенетических и палеогеографических вопросов, на что уже неоднократно указывалось [3, 6, 7]. Однако часто на них вообще не обращают внимания. Такова судьба и оползневых деформаций в Фаустовской линзе. Поэтому целесообразно, хотя бы кратко, остановиться на характере их проявления.

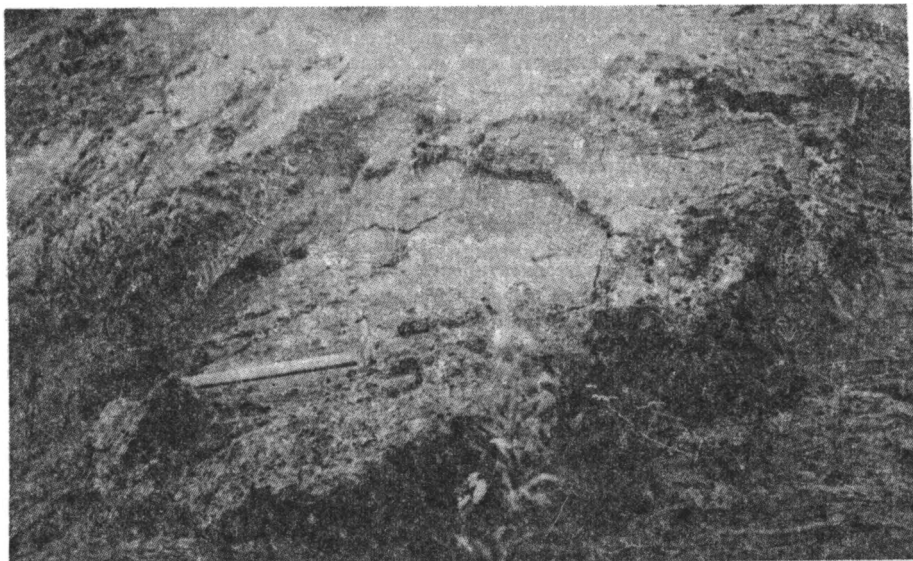
Оползневые текстуры нередко проявляются в причудливых деформациях, перемятости первоначально косослойчатых или параллельно-слоистых песков. Однако в собственно песчаных породах они обычно плохо заметны на нерасчищенном склоне. Наиболее четкие, прекрасно сохранившиеся следы подводных оползаний осадков проявляются тогда, когда в них участвует неотсортированный песчаный и грубообломочный (в основном гравийный) с повышенной карбонатностью материал, слагающий линзы в песчаных осадках. Часто в нем присутствуют обломки-сгустки карбонатного и глинистого веществ, причем включения глинистого вещества изредка достигают размера до 0,3 м. Эти породы, несомненно, образовались из материала, приносившегося мутьевыми потоками. Из-за их повышенной карбонатности указанные песчано-грубообломочные породы обладают обычно значительной прочностью, а потому нередко образуют на склонах выступающие карнизы, козырьки. Именно благодаря им подводно-оползневые деформации часто отчетливо



Фиг. 3. Следы совместного оползания неотсортированного осадка, сложенного грубообломочным и песчаным материалом, и подстилающих отсортированных песков. Фаустовская линза.



Фиг. 4. Следы оползания осадков, аналогичных показанным на фиг. 3, но с круче наклоненной границей между грубообломочными и песчаными отложениями. Фаустовская линза



Фиг. 5. Прерывисто-кольцевая оползневая текстура неотсортированного грубообломочно-песчаного материала среди отсортированного песчаного. Фаустовская линза

зафиксированы в обнажениях. Они очень разнообразны и проявляются: то в виде волнисто-наклоненных неправильной формы линз грубообломочно-песчаного материала, нижняя поверхность которого срезает косослойчатые текстуры подстилающих песчаников, а верхняя неотчетливая из-за относительно постепенного перехода существенно грубообломочной породы в песчаную (фиг. 2); то в причудливой, с подворотами, взаимными внедрениями и следами пластичных деформаций, как лежащего сверху неотсортированного грубообломочно-песчаного материала, так и подстилающего его в общем хорошо отсортированного (фиг. 3, 4); то в очень сложных взаимных смятиях и грубообломочно-песчаного и отсортированного песчаного материала, вплоть до образующих прерывисто-кольцевидные текстуры закручивания разнородных осадков, свидетельствующих о взаимном их оползании еще в пластичном состоянии (фиг. 5).

Все указанные особенности материала, слагающего линзу триасового возраста, свидетельствуют о стремительном движении потоков, его отлагавших, пульсационном накоплении осадков в обстановке неоднократно обновлявшегося подводного отрицательного рельефа, способствовавшего частому возникновению подводного оползания насыщенных водой осадков. Последнее может служить показателем достаточно устойчивой локализации места прохождения потоков. Об относительном постоянстве направления их свидетельствуют и результаты изучения ориентировки косой слойчатости (33 замера): преобладающее направление наклона ее юго-западное и западное, причем, как и для базальной пачки северодвинских линз и в основной их части, не отмечено встречного наклона слойков (см. фиг. 1).

В местах отчетливого наклона границы разнородного по петрографическому составу материала, участвующего в подводно-оползневых деформациях, были произведены замеры его ориентировки. Оказалось, что из семи замеров пять имели наклон в западных румбах, а по одному — на север и юг. Это, вероятно, также указывает на то, что движение потоков, обновлявших эрозийные понижения и приносивших осадочный материал, было в общем с востока на запад.

Таким образом, морфологические и текстурные особенности, выявленные для изученных крупных песчаных линз, залегающих в вятском горизонте по рекам Сухона, Малая Северная Двина и Северная Двина, свидетельствуют о формировании их, несмотря на различную генетическую принадлежность, в подводных условиях обширного, устойчиво существовавшего водоема. При этом одни линзы возникли на месте существования баров или кос и геоморфологически представляли собой относительно приподнятые участки дна, в пределах

которых тонкий материал отмучивался, а потому накапливался песчаный. Другие линзы формировались, напротив, в местах относительно пониженных, в случае выпадения в них подводными потоками значительной части еще до конца нелитифицированных осадков с образованием трогообразных понижений. Эти понижения в дальнейшем заполнялись в основном песчаным материалом, приносимым эпизодически возникавшими достаточно мощными и стремительными потоками. Реже такие понижения на дне водоема заполнялись преимущественно донными осадками, сползавшими в них со смежных возвышенных участков дна. При образовании некоторых линз (Мутовинской, Аристовской, Фаустовской) часть осадочного материала приносилась несомненно с суши (гравийные зерна и гальки кремнистых пород, углистый детрит).

Проведенное специальное изучение ориентировки косой слойчатости и наклонной слоистости в линзах позволяет предполагать переориентацию на территории их образования на рубеже пермского и триасового периодов регионального палеосклона от наклона его на север или северо-восток на наклон в юго-западном направлении. Это кардинальное событие, зафиксированное в смене направлений преобладающего движения осадочного материала, явилось отражением значительной интенсификации в это время формирования Уральского орогена. Одновременно оно свидетельствует о резком увеличении высоты Уральской области сноса, поскольку только в этом случае мог возникнуть единый региональный палеосклон вплоть до Северной Двины, уклоны которого были достаточными для перемещения по его поверхности гравийного и галечного материала из пород Уральского хребта. Значительная активизация на рубеже пермского и триасового периодов тектонических движений, вероятно, сопровождалась и возрастанием сейсмичности региона, о чем можно судить по широкому развитию и разнообразию следов подводных оползаний еще нелитифицированных осадков и присутствию осадочных (нептунических) даек в линзах триасового возраста.

Однако из-за того, что в общем с юга на север происходит некоторое омоложение возраста изученных линз, нельзя исключить варианта сохранения в начале триаса в районе низовьев р. Сухоны северо-восточного наклона палеосклона, обусловленного существованием крупной положительной структуры в районе Сухонского вала [11]. Соответственно в таком случае, по крайней мере в самом конце пермского периода — начале триасового, на территории, отвечающей району р. Малая Северная Двина, должен был существовать перегиб регионального палеосклона. Возможно, своеобразие рисунка ориентировки косых слоев в линзе близ Котласа (223-я, см. фиг. 1), как бы промежуточного между отмеченными для более южных и более северных линз, отражает именно существование такого перегиба палеосклона. Однако в равной мере переходный характер их ориентировки может объясняться возрастной принадлежностью линзы — формированием ее в этап, отвечающий переориентировке общего палеосклона.

Хочется надеяться, что полученные новые данные об обстановках осадконакопления на северо-западе Русской плиты в конце перми — начале триаса и отмеченная неоднозначность некоторых заключений свидетельствуют о целесообразности продолжения специального изучения крупных песчаных линз в верхнепермских отложениях с целью решения ряда палеогеографических вопросов и разработки приемов палеогеоморфологических реконструкций.

Список литературы

1. Амалицкий В.П. О раскопках в 1899 г. остатков позвоночных в пермских отложениях Севера России // Тр. С.-Петербургского о-ва естествоиспытателей. 1900. Т. 31. Вып. 1. С. 177—198.
2. Амалицкий В.П. О новых ящерах, найденных в пермских отложениях, развитых по Северной Двине // Тр. С.-Петербургского о-ва естествоиспытателей. 1901. Т. 32. Вып. 7—8. С. 314.
3. Верзилин Н.Н. Палеолимнологическое значение текстурных особенностей верхнемеловых отложений Южной Монголии // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 81—100.
4. Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А., Суслов Г.А. Литологические особенности и состав тяжелых минералов пермь-триасовых линз рек Сухона и Северная Двина // Мелкие ценные минералы и их народнохозяйственное значение (тез. докл.). Минск, 1990. С. 38—39.
5. Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А., Суслов Г.А. Крупные линзы в верхнепермских отложениях по рекам Сухоне, Северной Двине и их палеогеографическое значение // Пермская система земного шара: Тез. докл. Международного геол. конгресса. Свердловск, 1991. С. 144.

6. Верзилин Н.Н., Окнова Н.С. Следы древних землетрясений в осадочных толщах // Проблемы Советской литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977. С. 30—37.
7. Верзилин Н.Н., Окнова Н.С. Признаки мутьевых потоков и оползания осадков в древних водоемах // Литология и полезн. ископаемые. 1984. № 6. С. 118—123.
8. Геология СССР. Т. 2. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР / Под ред. А.И. Зоричевой. М.: Недра, 1963. 1079 с.
9. Гроссгейм В.А., Бескровная О.В., Геращенко И.Л. и др. Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа). Л.: Недра, 1984. 271 с.
10. Ефремов И.А., Вьюшков В.П. Каталог местонахождений пермских и триасовых позвоночных на территории СССР // Тр. ПИН АН СССР. 1955. Т. 46. 185 с.
11. Люткевич Е.М. Общая геологическая карта Европейской части СССР (Тотьма, Кадников, Солигалич, Кологрив). Лист 70. 1939. 116 с.
12. Люткевич Е.М. Пермские и триасовые отложения Севера и Северо-Запада Русской платформы / Тр. Всесоюз. нефтяного н.-и. геол.-развед. ин-та. 1955. Вып. 86. 137 с.
13. Методика палеогеоморфологических исследований нефтегазоносных областей СССР / Под ред. Н.А. Золотова, М.В. Проницовой, А.П. Рождественского. М.: Недра, 1985. 191 с.
14. Молин В.А., Буденов Г.Ф., Колода Н.А., Плотников М.А. Пермские красноцветные формации севера Русской плиты. Л.: Наука, 1986. 112 с.
15. Опорный разрез татарского яруса реки Сухоны / Под ред. В.Г. Очева. Л.: Наука, 1981. 116 с.
16. Пахтусова Н.А. О границе перми и триаса в бассейне Северной Двины // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Л.: Наука, 1962. С. 3—18.
17. Плотников М.А., Молин В.А. Верхнепермские и триасовые отложения Западного Прикамья. Л.: Недра, 1969. 130 с.
18. Проницкая М.В., Саввинова Г.Н. Палеогеоморфологический анализ нефтегазоносных областей. М.: Недра, 1980. 252 с.
19. Славин В.И., Ясаманов Н.А. Палеодинамическая геология — одно из новых направлений современной палеогеографии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология. 1982. № 1. С. 19—26.
20. Станковский А.Ф., Похиленко Н.П., Синицын А.В., Соболев В.К. Хромшпинелиды из нижнего триаса верховьев Северной Двины // Зап. ВМО. 1987. Ч. 116. Вып. 3. С. 330—333.
21. Хабакоев А.В. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности // Тр. II Всесоюз. геогр. съезда. Т. 2. 1948. С. 115—131.

НИИ земной коры Санкт-Петербургского
университета

Поступила в редакцию
8. IV. 1992

УДК 552.124.4:553.31.661.2

© 1993 Авдонин В.В., Сергеева Нат.В.

КОНКРЕЦИИ В ОКОЛОРУДНЫХ ПОРОДАХ И РУДАХ АЛТАЙСКИХ КОЛЧЕДАНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая, связанные с девонской базальт-риолитовой формацией, довольно разнообразны по составу руд структурной приуроченности, степени послерудных преобразований и другим особенностям. Общеизвестно участие в рудообразовании как гидротермально-осадочных, так и гидротермально-метасоматических процессов. Дискуссия о генезисе этих месторождений, в прошлом весьма бескомпромиссная, постепенно сводится в настоящее время к спорам о том, какой из этих процессов ведущий. При этом очевидно, что решение вопроса в пользу одного или другого процесса влечет за собой серьезные выводы, касающиеся и возраста руд, и взаимоотношения их с вмещающими породами, процессами метаморфизма и других проблем, в конечном счете определяющих стратегию поисков и принципы прогнозирования.

Многие, в том числе крупные месторождения Рудного Алтая, такие, как Рубцовское, Орловское, Ново-Золотушинское, Камышинское, Артемьевское, Риддер-Сокольное, Ново-Ленинское, Малеевское и др., характеризуются развитием мощного комплекса околорудных пород, подстилающих субпластовые и линзовидные согласные рудные залежи.

Околорудным породам и рудам указанных месторождений свойственно широкое развитие специфических конкреционных текстур, имеющих прямое отношение к вопросам генезиса месторождений. Надо заметить, что в данной работе речь идет только о конкрециях и не рассматриваются другие, сходные с ними образования.

Конкреции в околорудных породах

Подрудные комплексы пород, обладающие признаками гидротермально-осадочного происхождения и представленные пластообразными или линзовидными телами, а иногда образующие довольно крупные купольные структуры, имеют обычно зональное строение. В основании залегают микрокварциты, сменяющиеся кварцево-слюдистыми образованиями; выше они перекрыты хлоритами, часто содержащими прослои серицитолитов. Рудные тела залегают в верхней части хлоритолито-серицититовой пачки и нередко перекрываются маломощными пластами слюдящих пород. Микрокварциты составляют не менее 70% объема подрудных образований. Среди достаточно убедительных свидетельств гидротермально-осадочной природы этих пород (согласное залегание, присутствие терригенного материала, послойные выделения аутигенных минералов, обнаружение обломков кварцитов в вышележащих осадочных породах и др.) немаловажную роль играет и присутствие в них конкреций. Последние развиваются обычно среди глинисто-кремнистых и слюдящих разновидностей кварцитов в виде единичных образований и послойных скоплений. Конкреции имеют округлую, овальную, уплощенную форму, размеры их достигают 10–12 см по длинной оси и 6–7 — по короткой. Они сложены плотным, довольно однородным кремнистым материалом светло-серого цвета. Иногда в них наблюдается слабо выраженная концентрическая зональность, нередко видны реликты слоистости. Лепешковидные крупные (до 15 см в диаметре), эксцентрически-зональные конкреции темно-серых кварцитов часто встречаются на Камышинском месторождении. В подрудных породах Малеевского месторождения наряду с однородными серыми кремнями обнаружены типичные септарины, в сердцевине которых трещины синерезиса заполнены молочно-белым кварцем. Раннедиагенетическая природа этих образований не вызывает сомнений.

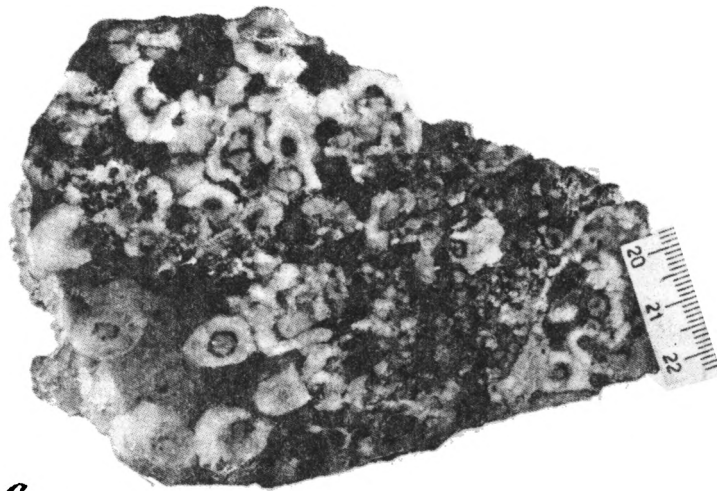
Очень многочисленны и разнообразны конкреционные обособления в хлорито- и серицитолитах. Здесь обычно присутствуют относительно мелкие конкреции, которые по особенностям строения могут быть отнесены к ооидам и оолитам. Помимо этого в хлоритолитах встречаются и почковидные образования, представленные карбонатными или кремнистыми обособлениями размером от 5 до 15 мм. По морфологическим особенностям и составу они определяются как типичные для глин сгустки, возникающее при коагуляции осадка.

Ооиды обычно развиты в тонкодисперсной хлорито-серицитовой или кремнисто-хлорито-серицитовой массе в виде округлых, овальных образований размером 2–10 мм. От вмещающей массы они отличаются однородностью состава, представляя собой почти мономинеральные хлоритовые ядра, окруженные тонкими оболочками сульфидов, в основном пирита.

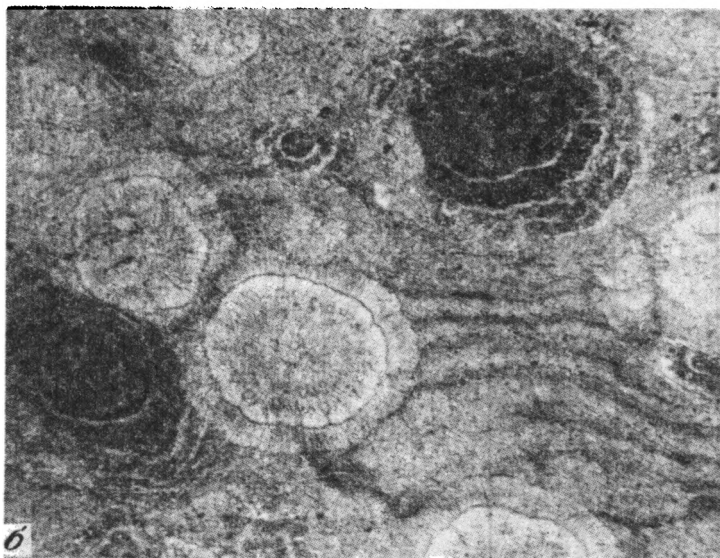
Оолиты, как правило, имеют почти идеальную шарообразную форму, размеры от долей до 20 мм. Оолитам свойственно концентрическое строение: шарообразное ядро облекается сферическими концентрическими зонами различного состава и толщины. Характерно, что именно такое ядро тонкодисперсного строения, почти мономинерального состава служит затравкой для роста оолитов. Значительно реже роль затравки играют обломки минеральных зерен (кварца, полевых шпатов), кристаллики пирита. По нашему мнению, наличие ядер тонкодисперсных минералов в большей степени свойственно диагенетическим конкрециям, тогда как конкреции, образующиеся в процессе седиментации на поверхности морского дна, во взвешенном состоянии, чаще в качестве центров осаждения используют обломки пород, минералов, остатки фауны и т.д. В оолитах вследствие перекристаллизации одновременно с концентрической структурой наблюдается и радиально-лучистая (фиг. 1). В первую очередь перекристаллизации подвергаются концентрические зоны карбонатов. При полной перекристаллизации оолиты приобретают радиально-лучистое строение, свойственное сферолитам.

В ряде случаев наблюдались признаки раздвижения слоев вмещающей породы растущими оолитами (оолиты активного роста, по А.В. Македонову [7]); иногда слои прослеживаются в самих оолитах. Все это свидетельствует о диагенетической их природе [1].

В оолитовых серицитолитах Риддер-Сокольного месторождения наблюдались концентрически-зональные оолиты хлорита с необычными фестончатыми контурами, возникшими вследствие частичного растворения внешних зон (см. фиг. 1). В хлоритолитах Орловского месторождения отчетливо видно регенерационное нарастание широких концентрических зон на частично растворенные оолиты. Такие явления могут быть вызваны неустойчивой обстановкой диагенеза, изменчивостью его кислотно-щелочного режима.



a



б

Фиг. 1. Оолиты окolorудных пород Риддер-Сокольного месторождения

***a* — крупные доломитовые оолиты с хлоритовыми зонами в серицитолите (полированный штуп, обр. РС-10); *б* — карбонатные (светлые) и хлоритовые (темные) оолиты в сериците. Видны взаимоотношения оолитов со слоистостью (прозрачный шлиф, обр. 2248, увел. 40, николи X)**

Состав и строение оолитов и других конкреционных образований в окolorудных породах достаточно разнообразны. В хлоритолитах наблюдаются в основном карбонатные оолиты с хлоритовым ядром. Некоторые концентры подобных оолитов бывают сложены кварцитовым или кварц-хлоритовым материалом. Иногда карбонат внешней зоны насыщен пылевидным углистым веществом. Реже в хлоритолитах встречаются серицитовые оолиты, иногда с пиритовой оболочкой. В серицитолитах обычно присутствуют карбонатные и хлоритовые оолиты, характеризующиеся многократным чередованием тонких концентрических зон.

При всем разнообразии конкреционных образований отчетливо проявлены некоторые закономерности их состава (таблица): 1) составы оолитов и матрицы в хлоритолитах практически одинаковы; 2) хлоритовые ядра оолитов вследствие диагенетической дифферен-

Номер образца	Месторождение; характеристика	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
РС-10	Риддер-Сокольное; серицитолит с доломитовыми оолитами:										
	ядро оолита—хлорит	32,54	0,04	25,63	17,27	22,84	0,02	0,11	0,35	0,26	99,06
	ядро оолита—хлорит с примесью серицита	45,86	0,08	29,50	7,62	9,88	0,10	0,26	0,01	6,73	100,04
	оболочка оолита—железистый доломит	—	—	—	4,50	17,19	0,54	27,61	—	—	49,84
	матрица—серицит	53,62	0,30	32,32	0,62	2,27	0,05	0,17	0,11	10,53	99,99
11/17	Орловское; ооидный хлоритолит										
	центр ооида—хлорит	33,38	—	23,56	10,30	18,61	—	0,16	1,06	—	87,07
	край ооида—хлорит	37,72	—	26,31	8,52	16,96	—	0,20	1,49	0,82	92,02
	матрица—хлорит	32,12	—	27,31	8,58	17,91	—	0,15	1,13	—	87,20
О-1	Орловское; хлоритолит с карбонатными оолитами:										
	ядро оолита—хлорит	33,16	—	19,75	11,40	24,82	—	0,13	0,19	—	89,45
	оболочка оолита—магнезиальный кальцит	—	—	—	0,61	2,10	0,39	45,50	—	—	48,60
	матрица—хлорит	33,93	—	19,37	10,21	24,68	—	0,10	0,22	—	88,51

Т-6/86	Камышинское; оолитовый хлоритолит:										
	ядро оолита—талк	65,75	—	0,72	0,36	29,04	—	0,23	—	—	96,30
	оболочка оолита—марганцовистый кальцит	—	—	—	—	0,30	1,86	48,74	—	—	50,90
	матрица—магнезиальный хлорит	36,25	—	20,40	1,94	30,44	—	0,12	—	—	89,15
Б-10	Березовское; рассланцованные оолитовые хлоритолиты:										
	оолиты—доломит	—	—	—	0,91	20,19	—	31,64	—	—	52,74
	матрица—магнезиальный хлорит	30,39	—	24,82	3,19	26,56	—	—	—	0,08	85,04
1662/424	Ново-Ленинское; серицитолит с оолитами:										
	ядро оолита—хлорит с примесью серицита	34,81	—	33,02	4,51	15,16	—	—	0,51	0,11	88,14
	брейнерит в центре оолита	—	—	—	10,01	44,87	—	—	—	—	54,88
	кайма—железистый доломит	—	—	—	1,81	20,60	1,91	29,81	—	—	54,13
	матрица—серицит	50,62	0,09	35,74	0,48	1,92	—	0,05	1,55	9,57	100,02
1566/1041	Ново-Ленинское; серицитолит с оолитами:										
	оолит—железистый доломит	—	—	—	2,51	18,90	1,41	29,08	—	—	51,90
	матрица—серицит	55,15	0,20	26,76	1,07	3,39	—	—	0,40	11,52	98,49

циации отличаются от матрицы большей однородностью, тенденцией к мономинеральному составу; 3) отмечается своеобразная взаимная зависимость составов карбонатных оолитов и слюдистой матрицы, иногда выраженная в контрастном распределении MgO между ними. Так, в матрице магнезального хлорита обычны оолиты кальцита; в железно-магнезальном хлорите — оолиты магнезального кальцита; в серицитолите — оолиты железистого доломита. В интенсивно метаморфизованных породах Березовского месторождения в матрице магнезального хлорита развиты оолиты доломита, что можно объяснить первичной высокой магнезальностью осадка.

В околорудных породах вблизи контакта с рудными залежами, особенно в перекрывающих образованиях, очень часто встречаются конкреционные выделения сульфидов.

По данным Д.Т. Федорова, в надрудной толще Камышинского и Артемьевского месторождений среди кремнисто-углистых алевролитов наряду с тонкими прослоями сингенетического пирита отмечаются концентрические стяжения мелкозернистого пирита, размером до 2 см, иногда с пирротинном.

В алевролитах и кремнистых породах кряковской свиты Лениногорского рудного поля наряду с тонкозернистым сингенетическим пиритом присутствуют оолитоподобные образования пирита с галенитом [9]. На этом же рудном поле (скв. 2061) в баритовой руде, переслаивающейся с алевролитами, были встречены пиритовые конкреции размером до 8 см с отчетливо выраженной концентрической зональностью. Надо отметить, что эти руды подстилаются хлоритолитами, в которых развиты карбонатные оолиты.

Однако наибольший интерес несомненно представляют обнаруженные в слюдино-карбонатных алевролитах, перекрывающих залежь Белкину Риддер-Сокольного месторождения, мелкие оолиты, ядра которых представлены сфалеритом, а внешняя оболочка, своего рода "скорлупа", — крупночешуйчатым серицитом. Эти оолиты замечательны тем, что точно такие же, но более крупного размера, обнаружены в рудах Ново-Лениногорского месторождения.

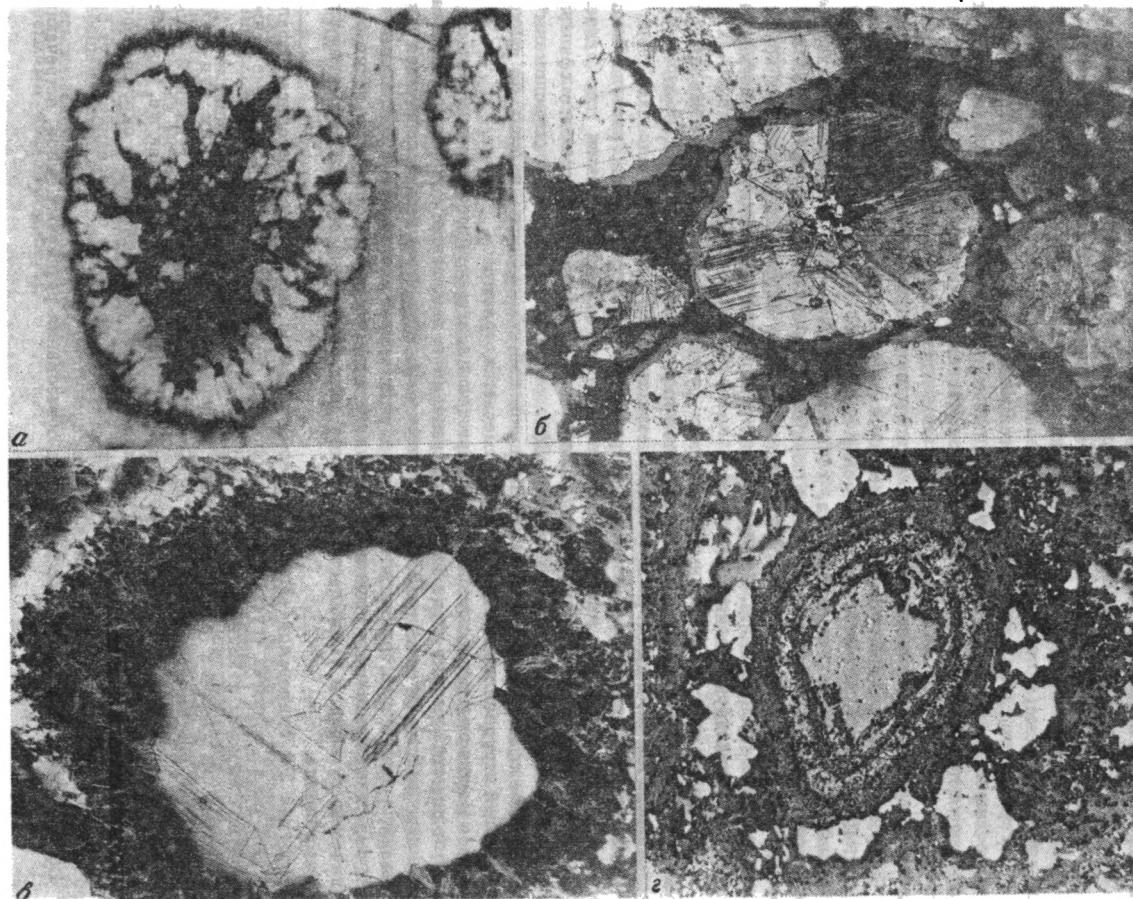
Конкреции в рудах алтайских месторождений

• Как неоднократно отмечалось ранее, в рудах колчеданно-полуметаллических месторождений наряду с широко распространенными колломорфными текстурами встречаются и конкреционные образования. Так, в жильно-штокверковых медноколчеданных рудах Быструшинской залежи Риддер-Сокольного месторождения присутствуют сферические образования пирита размером 0,05–0,2 см, сложенные мелкими зернами и имеющие в своих центральных частях полости, морфологически подобные септариям, выполненные халькопиритом, кварцем, карбонатом (фиг. 2, а). Иногда эти полости имеют больший объем, а пирит образует лишь сравнительно узкую кайму в виде своеобразных атolloв и розеток. Эти конкреционные образования обростают по краям кубическими кристалликами; нередко такие скопления полностью образованы более крупными кристаллами цинрита и сферическое строение сохраняется только в общих очертаниях. В некоторых из них от центральной части отходят радиальные трещины, подобные трещинам усыхания, типичным для кремнистых, карбонатных и других нерудных конкреций. В этих пиритовых конкрециях встречаются включения галенита, реже сфалерита. В тех образцах, где преобладают сульфиды свинца и цинка, ядерная часть конкреционных образований выполнена не халькопиритом, а галенитом.

Наряду со сферическими образованиями распространены агрегаты мелкозернистого пирита, характеризующегося метакolloидным радиально-лучистым и концентрически-зональным строением, а также скопления фрамбоидального пирита. Проведенный лазерный микроанализ показал, что округлые выделения мелкозернистого пирита так же, как и другие агрегаты его колломорфной текстуры, обогащены, по сравнению с крупнозернистым, кобальтом, никелем, свинцом, серебром. Подобные образования были описаны ранее для других месторождений как продукт диагенеза гелевых масс.

Надо отметить, что жильно-штокверковые руды, о которых идет речь, представляют собой достаточно крупные крутопадающие жилы, являющиеся корневой частью стратиформных залежей, рассекающие комплекс подрудных пород (на глубину до 200, иногда 400 м). Они сложены массивными и вкрапленными рудами, среди которых встречаются участки кремнисто-карбонатно-серицитовых тонкодисперсных пород, состав которых практически аналогичен серицито-хлоритолитовым пачкам подрудного комплекса. Очень важен, по нашему мнению, тот факт, что в этих рудах вместе с сульфидными конкреционными образованиями присутствуют карбонатные и кремнисто-карбонатные оолиты, — точно такие же, как охарактеризованные выше в подрудных породах.

Помимо пиритовых в рудах широко развиты сфалеритовые оолиты. Так, конкреционные образования сфалерита слагают линзу сплошных руд в северо-восточной части карьера



Фиг. 2. Конкреции полиметаллических руд

а — конкреция пирита в поле халькопирита. Центральная часть и трещины усыхания выполнены кварцем. Риддер-Сокольское м-ние, Быструшинская залежь (аншлиф Р-48, увел. 63); **б** — оолиты сфалерита радиально-лучистого строения с каймой кварц-доломитового состава. Николаевское м-ние (аншл. 204/18, увел. 24); **в** — сфалеритовый оолит в кайме сложного состава: внутренняя зона — серицит, внешняя — агрегат мелкозернистого сфалерита и пирита. Ново-Ленинское м-ние (аншлиф 1684а/956, увел. 24); **г** — конкреция, состоящая из сфалерита (ядро), серицита и пирита (концентрические зоны). Ново-Ленинское м-ние (аншлиф. 1684а/931,2, увел. 24)

Николаевского месторождения, на расстоянии 400 м от главного Крещенского рудного тела. Линза согласно залегает среди гравелитов, песчаников и алевролитов, образующих довольно мощную пачку в толще лав и туфов базальтового состава. Руды представлены сфалеритовыми оолитами размером 0,1–1 мм, в которых при травлении обнаруживается двойниковое строение, причем ориентация двойников иногда выражена довольно ясно и имеет радиально-лучистое строение (см. фиг. 2,б). Нередко в центре оолитов присутствуют включения пирита, галенита, халькопирита и блеклой руды. Реже галенит образует выделения, аналогичные сфалериту. Нередко сульфидные оолиты окаймляются агрегатом кварца и карбоната, последний, как показал рентгеноспектральный микроанализ, отвечает по составу доломиту. Иногда прожилки доломита и кварца пересекают оолиты сфалерита. Сфалерит в основном маложелезистый: среднее содержание железа составляет 0,87%, кадмия — 0,25%. Характерно концентрически-зональное распределение железа, выраженное повышенными концентрациями его в центральных частях оолитов [5]. Контрастность этой зональности, вероятно, зависит от среза оолита плоскостью шлифа. Даже при пересечении оолитов кварц-доломитовыми прожилками зональность сфалеритовых выделений сохраняется. Блеклая руда представлена широким диапазоном составов от № 16 до 82. В некоторых случаях пирит и марказит обрастают сфалеритовые образования. В интерстициях сфалеритовых и других конкреционных образований преобладает кварц, насыщенный мелкими кристалликами пирита.

Для руд Ново-Ленингорского месторождения также весьма характерны упомянутые выше своеобразные сфалеритовые оолиты, часто округлые или овальные, размером от 0,5 до 5 мм, реже до 1 см (фиг. 2,в). Определяющее для этих образований — наличие вокруг них каймы серицита, относительно крупные пластинки которого ориентированы по радиальному направлению. Довольно часто в состав этой каймы входит и карбонат. Эти образования приурочены в основном к лежащему боку пластовых барит-полиметаллических руд, но встречаются и в других частях залежи. Их появление обычно происходит на фоне развития "пирит-серицитового" тонкозернистого агрегата, состоящего из переменного количества серицита, хлорита, карбоната, рутила и сульфидов, в основном мелкозернистого пирита.

Подобные сфалеритовые оолиты отмечаются и в штокверковых полиметаллических рудах. Полиметаллические прожилки иногда состоят из округлых выделений сфалерита, содержащих включения халькопирита, галенита, пирита. Эти выделения находятся в окружении радиально-ориентированного серицита и мелких зерен сфалерита. В кайме серицита иногда обнаруживаются "перьевидные" зерна пирротина, вытянутые согласно с ориентировкой зерен серицита. При травлении проявляются двойники роста, иногда обнаруживающие радиальную ориентировку.

В массивных пластовых полиметаллических рудах наблюдаются такие же выделения сфалерита, размером до 1 мм, на фоне агрегатов пирита колломорфной текстуры, которые в свою очередь также иногда обрастают каймой серицита.

Такие же сфалеритовые образования встречаются среди гравелитов, расположенных в лежащем боку Западной залежи Ново-Ленингорского месторождения, где гравелиты содержат обломковидные сульфидные обособления и гнезда светло-желтого сфалерита с текстурой, напоминающей колломорфную. Сфалеритовые оолиты по краям сложены мелкозернистым сфалеритом и окружены сплошной каймой карбоната и лишь по границе с вмещающей нерудной массой в этой кайме отмечается серицит.

Особо можно отметить оолитоподобные образования, встречающиеся в образце из массивных барит-полиметаллических руд. Такое конкреционное выделение с хорошо выраженным строением представлено на фиг. 2,г. Его сфалеритовое ядро имеет весьма неровные границы, изрезанные чешуйками серицита. Далее чередуются зоны, сложенные переменными количествами тонкозернистых агрегатов сфалерита, пирита, серицита. По мере удаления от ядра количество сульфидов уменьшается. Внешняя зона образована обособленными крупными зернами пирита.

В рудах 2-й Риддерской залежи Риддер-Сокольного месторождения описан сфалерит, который также образует сгустки, оолитоподобные и концентрически-зональные стяжения совместно с пиритом, галенитом, блеклой рудой и доломитом [9].

В целом из главных рудообразующих минералов полиметаллических руд меньше способностью, чем пирит и сфалерит, к формированию оолитоподобных стяжений обладают галенит и халькопирит, которые обычно входят в состав таких оолитов так же, как блеклая руда, в качестве включений. Реже галенит может давать самостоятельные округлые формы, например в сростании с пиритом, хотя в этих случаях подобные образования могут быть и продуктом более позднего замещения пирита галенитом.

Обсуждение результатов. Конкреционные образования различных типов, встречающиеся

во вмещающих осадочных, околорудных породах и рудах, интерпретируются исследователями по-разному.

Конкреционный статус этих образований не оспаривается только для осадочных пород, где за ними признается в большинстве случаев классическое происхождение в основном в стадии диагенеза.

Конкреционные образования в околорудных породах в большинстве своем принимаются за продукты метасоматоза. Их генезис особо не обсуждается, они автоматически относятся к метасоматитам, поскольку сами околорудные породы традиционно (и в ряде случаев без доказательств) считаются метасоматитами [3, 9, 10].

Шаровидные или эллипсоидные обособления сульфидов в рудах, вслед за Ф.В. Чухровым [11], Л.М. Лебедевым [6], рассценивались обычно как разновидность колломорфных образований, свидетельствующих об участии в рудоотложении коллоидных растворов.

Полученный материал позволяет дать иную трактовку наблюдаемым явлениям. Прежде всего следует подчеркнуть, что охарактеризованные выше шаровидные обособления в околорудных породах и рудах определенно могут быть отнесены к конкрециям, т.е. стяжениям аутигенных (хемо- или биохемотропных) минеральных компонентов, ясно отличающимся от вмещающей среды (осадка, породы, почвы и т.п.) составом, формой и другими признаками и образующимся путем разностороннего роста по субпараллельным, обычно кривым поверхностям в результате концентрации рассеянных компонентов вмещающей среды [4]. Не повторяя всех характерных черт рассмотренных образований, позволяющих отнести их к конкрециям, обратим внимание на одну особенность, которая, по нашему мнению, свойственна только конкрециям (хотя и не является обязательным их элементом) и никаким другим образованиям. Это последовательное нарастание концентрических зон совершенно различных минералов (например, на хлорит — карбонат, на серицит — пирит, на сфалерит — серицит и т.д.). Некоторые из этих зон, в частности хлоритовые, серицитовые, первоначально характеризовались тонкодисперсным строением.

Значением установленных фактов развития конкреций различных видов в рудах и околорудных породах может быть оценено при учете следующих положений.

Как известно, конкреции образуются на разных стадиях формирования и видоизменения породы от периода накопления рыхлого материала (осадка, вещества гидротермально-осадочной седиментации или тонкодисперсного продукта, осадившегося в свободных полостях из гидротермальных растворов) до диагенеза и даже глубинного метабенеза. Подавляющее большинство микро- и мегаконкреций связано с диагенезом и всегда с участием жидкой среды [2]. Основные особенности формирования и строения конкреций обусловлены следующими причинами.

1. Большинство изученных нами конкреций в процессе роста представляло собой рыхлые, пористые образования, сложенные агрегатом тонкодисперсных частиц и поэтому обладавшие огромной величиной поверхностной активности. Поэтому следует признать, что рост конкреций происходит не только путями диффузии и инфильтрации конкрецитообразователя из истинных или коллоидных растворов, но и вследствие концентрации на поверхности конкреций тонкодисперсных частиц аутигенных минералов. Именно этим механизмом можно объяснить обычное для конкреции явление — нарастание одного минерального агрегата на другой¹.

2. Подтверждением того, что в процессе роста конкреций слагающее их вещество обладает высокой степенью поверхностной активности, служит факт обогащения конкреций (практически всех зон независимо от состава) примесями различных элементов. Так, при диагенетическом преобразовании хлоритолитов в оолиты концентрируются Cu, Ag, Pb, Zn, а также Ni и Co. В пиритовых конкрециях, как было указано, отмечены повышенные концентрации Ni, Co, Pb, Ag.

¹Осаждение тонкодисперсных частиц (прежде всего имеются в виду аутигенные глинистые минералы, впоследствии преобразовавшиеся в хлорит и серицит) на поверхностях растущих конкреций, представляющих собой агрегаты с большой поверхностной активностью, принципиально отличается от кристаллизации вещества из истинных или коллоидных растворов, которая может приводить к формированию только мономинеральных зон. Отличительная черта конкреций — их полиминеральность [7], может быть объяснена, по нашему мнению, действием (наряду с кристаллизацией из растворов) механизма осаждения тонкодисперсных минеральных частиц из окружающей среды, в первую очередь из формирующихся здесь же гелей. Это положение отчасти подтверждается свидетельствами о прохождении конкрециями гелевой стадии [8].

3. Изменения физико-химических параметров среды вызывают активизацию различных компонентов, которые последовательно играют роль конкрецтеобразователей. Прежде всего температура и кислотно-щелочная обстановка определяют минеральный состав конкреционных зон. Неустойчивость обстановки и частая смена условий приводят иногда к растворению внешних зон оолитов и возможной последующей регенерации их.

4. Условиями роста конкреции являются участие жидкой фазы и высокая проницаемость среды.

Итак, конкреции возникают в определенной среде (тонкодисперсной, высокопроницаемой, водонасыщенной) преимущественно на диагенетической стадии ее преобразования. Поэтому наличие конкреций — свидетельство именно такого состояния среды в период их образования. Таким образом, конкреции дают важнейшую генетическую информацию, характеризую условия преобразования вмещающих их пород.

*
*
*

1. Присутствие конкреций различных видов в рудах и околорудных породах является типоморфной особенностью алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений. Механизм роста конкреций определяется прежде всего процессами сорбции вещества на тонкодисперсных и потому поверхностно-активных скоплениях, сгустках минеральных частиц. Поэтому условиями их образования являются тонкая дисперсность вещества и высокая проницаемость среды.

2. Разнообразные оолитные и оолитовые структуры околорудных хлорито- и серицитолитов, септариевые конкреции в кварцитах имеют все признаки раннедиагенетических образований; поэтому их следует рассматривать как доказательство гидротермально-осадочного генезиса околорудных пород.

3. Конкреции в колчеданно-полиметаллических рудах встречаются не только в послойных, стратиформных залежах, где их присутствие объясняется гидротермально-осадочной природой руд, но и в жилах секущих корневых зон. В этих рудах конкреции могли образоваться только при условии, что рудное вещество первоначально было представлено (хотя бы частично) тонкодисперсной водонасыщенной массой. Наличие настоящих конкреций в рудах, а именно таковыми являются описанные образования, исключает возможность образования их метасоматическим путем.

Список литературы

1. Авдонин В.В. Гидротермально-осадочные околорудные породы рудноалтайских колчеданно-полиметаллических месторождений // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1991. № 5. С. 23—33.
2. Атлас конкреций // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1988. Т. 340. 323 с.
3. Волков В.М., Гинатулин А.М., Сахаров И.Т., Чекалов К.А. Орловское рудное поле на Рудном Алтае. Алма-Ата: Наука, 1972. 110 с.
4. Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1978. С. 351—352.
5. Дергачев А.Л., Сергеева Нат. Е., Авдонин В.В., Старостин В.И. Повторяемость процессов рудообразования на Николаевском рудном поле на Рудном Алтае // Геология руд. месторождений. 1989. № 4. С. 38—48.
6. Лебедев Л.М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М.: Наука, 1965. 312 с.
7. Македонов А.В. Конкрецтеобразование как особый тип морфогенеза и его роль в рудогенезе // Рудные конкреции и конкреции рудоносных формаций. Тез. докл. III. Всес. семинара. Л., 1976. С. 4—8.
8. Македонов А.В. Закономерности размещения и образования железомарганцевых конкреций в современных бассейнах и почвах // Рудные конкреции и конкреции рудоносных формаций. Тез. докл. III Всес. семинара. Л., 1976. С. 18—21.
9. Покровская И.В. Минералогия и условия образования полиметаллических месторождений (Ленингорский район Рудного Алтая). Алма-Ата: Наука, 1982. 156 с.
10. Чекаидзе В.Б. Околорудные метасоматиты колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение. М.: Недра, 1981. 240 с.
11. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 672 с.

Московский государственный
университет

Поступила в редакцию
15.V.1992

О ВОЗМОЖНОСТЯХ МЕТОДА ПОВТОРНЫХ ФОТОТЕОДОЛИТНЫХ СЪЕМОК ПРИ ИЗУЧЕНИИ НЕКОТОРЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ (РЕЗУЛЬТАТЫ СТАЦИОНАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

В последнее время все более актуальным становится детальное изучение механизма современных экзогенных процессов и оценка роли в них отдельных факторов. Эта задача может решаться с помощью длительных стационарных наблюдений. Один из эффективных методов исследования современных экзогенных процессов — повторная фототеодолитная съемка, использованная многими авторами [1, 5, 6, 8, 9, 10, 14, 22]. В большинстве случаев они производили наблюдения за наиболее динамичными объектами — осыпями. Нами этот метод применяется для изучения нескольких экзогенных процессов в различных природных зонах.

Основные преимущества фототеодолитной съемки по сравнению с другими методами фиксации — высокая точность измерений, экономическая эффективность, возможность картографической интерпретации результатов наблюдений, их многократной проверки и статистического анализа. Стереодиаграмметрическая обработка снимков в сочетании с дешифрированием дает возможность при длительнопериодических наблюдениях выявлять динамику исследуемых объектов и оценивать роль некоторых факторов в механизме протекающих процессов. Аэрофотосъемка, применяемая для изучения современных процессов (овражности, динамики морских берегов и др.) на больших площадях, обладает всеми достоинствами фототеодолитной съемки. Однако использование аэросъемки при стационарных исследованиях современных экзогенных процессов, проводимых на ключевых участках, невыгодно экономически и затруднено по организационным причинам.

Обычно при стационарном изучении экзогенных процессов наблюдения производятся на небольших участках-ключках. Съемка осуществляется с одних и тех же точек при одинаковом положении фотокамер. Периодичность съемок объектов наблюдений позволяет обнаружить значительные изменения путем визуального сравнения, а малые — стереодиаграмметрической обработки разновременных снимков.

Цель настоящей статьи — демонстрация возможностей метода при изучении: 1) морфологически довольно близких, но принадлежащих к разным генетическим типам формы рельефа, таких, как осыпи и курумы; 2) особенностей развития русловых форм горных и равнинных рек.

Объекты наблюдений располагаются в различных природных зонах: курумы — в южной Якутии, осыпь — во влажных субтропиках, русловые формы горной реки — в западной Грузии, равнинной — в Калужской обл. Различна и продолжительность ряда наблюдений: от 10 (курумы) до 30 лет (осыпь и русловые формы горной реки).

Особенность применяемого нами метода заключается в сочетании топографического и фототеодолитного использования фототеодолитной съемки. Первый этап работ на основе многолетнего опыта стационарных исследований может быть охарактеризован как инвентаризованный, отражающий состояние объекта к моменту начала наблюдений. Достигается это путем составления по снимкам комплекса крупномасштабных карт (топографической, геоморфологической, карты крупности залегающих на поверхности обломков и др.). Снимки, таким образом, используются в топографическом варианте. Масштаб карт в зависимости от размера объекта изменяется от 1:250 до 1:2000. Определение координат точек для составления карт производится по классическим формулам фотограмметрии [5].

Задача второго этапа сводится к выявлению динамики исследуемых процессов по мере выполнения последовательных наблюдений. По разновременным снимкам измеряются параметры изучаемого процесса, наиболее активно реагирующие на воздействующие факторы. В случае существенного изменения этих параметров повторно составляется комплекс или отдельные карты. На втором этапе большое значение приобретает разработанный Ф.В. Никитинским способ эпиполярных смещений [8], позволяющий выявлять характер и величину перемещения отдельных частиц в количестве, обеспечивающем использование статистического анализа.

Возможности метода повторной фототеодолитной съемки ярко выявляются при изучении механизма формирования некоторых генетических типов склонов. Сложенные крупнообломочным материалом склоны широко распространены в различных природных зонах при условии опережающего физического выветривания. Морфология и строение рыхлого чехла

таких склонов в общих чертах нередко сходны, хотя их генезис различен. Сюда можно отнести осыпи и курумы.

Осыпи формируются на поверхности отрыва обломков крутизной не менее 30° в условиях слабой влажности грунтов, курумы — при разной крутизне исходной поверхности, но на стойких к выветриванию породах в местах с резкими контрастами температур и достаточным увлажнением. Осыпи менее требовательны к условиям, поэтому возникают не только в средне- и высокогорье, но и на равнинах при разнообразной климатической обстановке. Курумы образуются преимущественно в областях распространения мерзлоты, где доминирует морозное выветривание.

Морфологические различия курумов и осыпей связаны с особенностями их образования: осыпи питаются отделившимися от крутых участков склонов обломками, накапливающимися в виде конусов и шлейфов, а курумы формируются из обломков подстилающей породы и имеют разнообразные очертания. Движение обломков осыпей происходит в пределах небольшого поверхностного слоя, а у курумов движением охвачен почти весь рыхлый чехол. Скорости перемещения обломков осыпей на несколько порядков выше, чем курумов. Дождевые и талые воды производят на осыпях поверхностный смыл, на курумах — подповерхностный.

Механизм и скорость перемещения обломков на поверхности этих форм большинство исследователей изучают с помощью метода прокрашенных створов, недостатками которого являются нарушение естественного хода процессов и невозможность получения массовости замеров. Применяющийся нами фотограмметрический способ, подробно описанный в публикациях [20, 23], свободен от недостатков первого метода.

Наблюдения за осыпью типа шлейфа подножия, расположенной в предгорьях Западного Кавказа, ведутся нами с 1963 г. по настоящее время. Механизм ее формирования изучается путем анализа карт, составленных на разные моменты съемок, измерения скоростей перемещения обломков и отступления питающего уступа, объемов обрушающихся с уступа блоков породы, изменений мощности накапливающегося непосредственно под уступом мелкозема, данных постоянных служб об осадках и сейсмической активности.

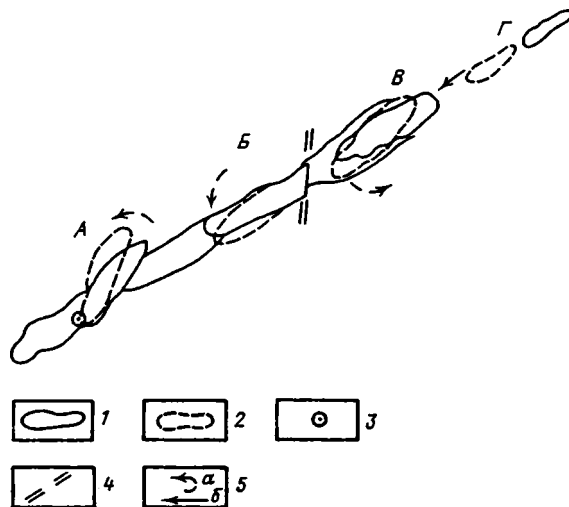
Крутизна поверхности осыпи (35°) указывает на ее активность. Об этом свидетельствуют и результаты наблюдений. В поверхностном слое осыпи происходит перемещение отдельных обломков и их ассоциаций, состоящих из частиц разной крупности. Скорости их смещения и типы ассоциаций изменяются в зависимости от режима осадков и сейсмической активности на два-три порядка, составляя в среднем $0,2$ м/год [6, 9, 10].

Установлено, что равномерное поступление обломков с питающего уступа на шлейф время от времени нарушается вследствие обрушения блоков пород. Интервалы между обвалами составляют от 1 до 7 лет. В этапы возникновения обвалов ими поставлялось от 30 до 90% годового прихода обломков на шлейф осыпи. В многолетнем плане обвалы редки — происходили в 5 из 26 этапов наблюдений — и доставили за 24 года 9% от общего объема материала, аккумулярованного на осыпи с начала исследований. Сопоставление данных о поступающих на осыпь объемах материала с режимом факторов показало, что вероятность обвала возрастает с увеличением общей продолжительности ливней и суммарной энергии землетрясений.

Скорость отступления уступа за время наблюдений возросла от $1,5$ до $14,5$ см/год и в среднем составила $6,5$ см/год. В соответствии с ее изменениями годовой объем поступившего с уступа грунта на шлейф осыпи увеличился от 245 до 2406 м³/год и составил в среднем за 24 года 1061 м³/год. По объему поступающего обломочного материала и изменению слоя аккумуляции удалось рассчитать баланс рыхлого чехла осыпи.

Анализ режима осадков [14, 16, 18] показал, что период стационарных наблюдений захватывает две фазы увлажнения: пониженную — первые 18 лет (I—XX этапы) наблюдений и повышенную — следующие 6 лет (XXI—XXVI этапы). Установлено, что в фазу пониженного увлажнения происходила в основном аккумуляция обломочного материала, повышенного — отмечалось уменьшение мощности рыхлого чехла в результате уплотнения и удаления материала, а также подмыва подножия осыпи рекой. Рыхлый чехол в это время служил источником пополнения речных наносов обломочным материалом.

Наблюдения за смещением обломков, залегающих на поверхности курумов, также велись методом периодических фототеодолитных съемок [22, 23]. Изучавшиеся курумы расположены на Алданском плоскогорье. Один из них площадью 5 га занимает склоны и днище циркообразного верховья водотока. Крутизна склонов северной, восточной и южной экспозиции равна соответственно 19 , 21 и 23° , днища — 10° . Размеры залегающих на поверхности обломков $0,25$ – $0,35$ м. Второй курум площадью $0,045$ га находится на поверхности выравнивания гипсометрически выше первого на 150 м, имеет крутизну поверхности 8° и размер обломков $0,15$ м.



Фиг. 1. Схема видов движения обломков курума

А — поворот частицы около неподвижной точки; Б — вращение частицы вокруг неподвижной оси; В — смещение частицы с изменением ориентировки в пространстве; Г — скольжение частицы.

1—2 — положение обломка (1 — начальное, 2 — после смещения); 3 — неподвижная точка частицы; 4 — неподвижная ось вращения частицы; 5 — направление вращения (а) и перемещения (б) частицы

Выявлено два элементарных вида движения обломков курума путем стереоскопического наблюдения разновременных снимков способом эпиполярных смещений — поступательное и вращательное [22]. В поступательном движении по отношению пройденного пути S к диаметру обломка d различаются скольжение ($S : d > 1$) и шевеление ($S : d \leq 1$). Выявлено два типа вращательного движения — вращение при неизменном положении хотя бы одной точки частицы (вокруг неподвижной оси или около неподвижной точки) и вращение со смещением всех точек частицы (обломок смещается, изменяя ориентацию в пространстве). Виды движения обломков курума схематично показаны на фиг. 1.

Визуализация вращательного движения обломков курума стала возможной только благодаря применению способа эпиполярных смещений.

Следует отметить, что элементарные виды движения обломков (вращательное и поступательное) происходят одновременно. При крутизне поверхности 10° и более доминирует поступательный вид (в большинстве случаев вращение пренебрегаемо мало), а на менее крутых склонах смещение обломков сопровождается вращением или происходит только вращение.

Установлено, что ведущим фактором формирования курума наряду с периодическим замораживанием-оттаиванием является крутизна склона, а число смещающихся обломков зависит от экспозиции склона и его увлажненности. Роль крутизны склона и увлажнения подтверждена лабораторными экспериментами [21]. Опыты свидетельствуют, что движение обломков происходит даже при горизонтальной поверхности и результате воздействия попеременного замораживания — оттаивания модели курума.

В целом можно считать, что обломки на поверхности курумов мало подвижны — в течение года на всей площади смещается около десятка частиц.

На первый взгляд, изучаемые курумы и осыпь внешне близки, но подвижность обломков их поверхности сильно различается. Это достаточно наглядно представлено в таблице, где приводятся данные о размерах, крутизне поверхности, скоростях смещения и средней крупности обломков, залегающих на поверхности осыпи (западная Грузия) и курума (Алданское нагорье), расчетное время, в течение которого все обломки объектов наблюдений сдвинутся с места.

Из данных таблицы следует, что, несмотря на различие диаметров обломков и крутизны поверхности курума и осыпи, минимальные скорости смещения частиц одного порядка, а максимальные — в куруме на два порядка меньше. В то же время различия между макси-

Некоторые параметры осыпи и курума

Объект наблюдений	Площадь, га	Средний диаметр, м	Средняя крутизна поверхности, градус	Скорости перемещения обломков, м/год	Время, за которое все обломки поверхности сместятся, годы
Курум (склоны цирка)	4,3	0,27	22	0,01—0,73	25000
Осыпь (зона транзита)	1,4	0,12	35	0,02—13,27	3

мальной и минимальной скоростью для курума на порядок меньше, чем для осыпи. В результате время смещения всех обломков поверхности осыпи несколько лет, а на куруме — больше на четыре порядка за счет разницы скоростей и количества перемещающихся обломков. Это подтверждается графиком, на котором дано удельное количество сместившихся частиц поверхности курума и осыпи (фиг. 2).

Из анализ движения обломков поверхности курума и осыпи вытекает существенное различие интенсивности переформирования этих довольно сходных форм. Осыпи и курумы создаются под влиянием разных ведущих факторов (гравитации и криогенных процессов), определяющих соответствующий механизм движения обломков и характер протекающих формирований.

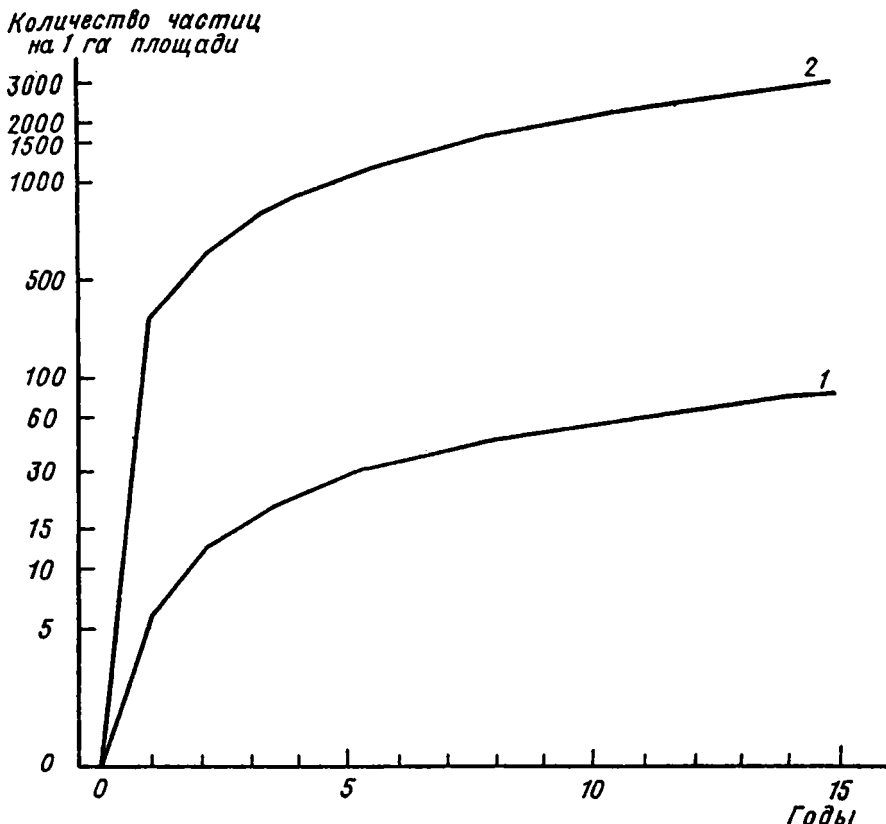
Исследование динамики русловых форм горных рек западной Грузии с помощью повторных фототеодолитных съемок проводится на трех объектах: малой р. Анахомста (водоток второго порядка) и двух крупных рек Бзыби и Гумисте. На крупных реках изучаются небольшие участки с меандрирующим и разветвленным на рукава типом русла. Все объекты наблюдений расположены в нижних участках течения. Съемки надводных частей русловых форм производятся в межень, когда выход поверхности из-под воды наибольший. Размер изучаемого участка определяется возможностями съемки. В ее границы по р. Анахомста входит участок порожисто-водопадного типа русла, поймы и склон долины, по рекам Бзыби и Гумисте — отдельные побочки с перекатами, острова.

Планы участков наблюдений составляются с учетом их размеров в масштабах 1:200 — 1:2000. При повторных съемках на планы наносится урез воды, приводимый к единому для всех съемок уровню; результаты сравнительного дешифрирования, касающиеся отдельных форм; отметки их поверхности в тех же точках, что и на первой съемке. Критерием выбора этих точек является не только соблюдение равномерности охвата, но и учет микрорельефа. Расчет объемов наносов, смытых в намывтах по каждой форме, производится сравнением отметок в одних и тех же точках, определяемых по разновременным снимкам. Полученные таким путем данные о деформациях русловых форм и объемах наносов за годовые интервалы сопоставляются с наблюдениями за водностью рек, для чего привлекаются материалы близрасположенных гидропостов.

При изучении русловых процессов на р. Анахомсте благодаря крупному масштабу съемки удалось помимо динамики русловых форм выявить унесенные потоком с участка наблюдений и сместившиеся с вышерасположенного участка крупные обломки. Установлено, что срыв потоком отдельных обломков не зависит от их размера и расположения в русле. Исследования свидетельствуют о том, что в руслах галечного типа, к которому принадлежат изучаемые реки, срыв и транспорт частиц, залегающих на поверхности ложа потока, происходит хаотично.

На реках Бзыбь и Гумиста одновременно с фототеодолитной съемкой производится изучение гранулометрического состава поверхностного слоя аллювия методом площадок. Сопоставление рассчитанной по фототеодолитной съемке мощности активного слоя в интервале наблюдений с данными гранулометрического состава позволяло выявить динамику форм.

За почти 30-летний период наблюдений русловые формы изучаемых рек с прямолинейным и меандрирующим типами русла обнаружили большую устойчивость [19]. Отмечались лишь небольшие деформации склонов побочки в приурезовой зоне. Устойчивыми оказались здесь и перекаты. Вертикальные деформации выражаются в поперечном размыве верхних участков и аккумуляции наносов на нижних участках. Мощности смытого и намывного слоев в этом случае почти равны. Тесную связь этих параметров, а также баланса наносов по каж-



Фиг. 2. Изменение интегрального количества сместившихся обломков поверхности
1 — куружа; 2 — осыпи

дой исследуемой форме с гидрологическими характеристиками потоков проследить не удалось.

В разветвленном на рукава типе русла вертикальные деформации происходят аналогично, а плановые — выражаются в приращении отдельных островов к побочным или их отторжении.

Вдоль р. Бзыбь довольно редко отмечается односторонность эрозионно-аккумулятивных процессов, что, по-видимому, связано с относительно большой протяженностью исследуемого участка. Этим исследованиям посвящены специальные публикации [2, 17 и др.].

Наблюдения за русловыми формами р. Протвы ведутся на участке с врезанным типом русла. Вследствие принадлежности реки к равнинному типу процессы протекают с малой интенсивностью. За время наблюдений величины деформаций изучаемых форм практически не фиксируются, так как соразмерны с точностью измерений. Деформации берегов в значительной мере препятствуют выходам морены. Возможно, слабая интенсивность деформаций связана с кратковременным периодом наблюдений.

Одновременно с изучением естественных процессов метод позволяет оценить и антропогенное воздействие, например, степень влияния типичных для данного района хозяйственных мероприятий. Так, нашими стационарными исследованиями удалось установить ориентировочные объемы изъятия аллювия из русловых форм р. Гумисты, составившие в отдельные годы до 15% от общего годового объема, удаляемого здесь рекой. Такие изъятия никак не учитываются, хотя это типичные явления для данного района, порождающие дефицит наносов в береговой зоне Черного моря.

Результаты антропогенного воздействия, фиксируемые по снимкам, являются своеобразным временным репером, позволяющим судить об интенсивности изменений естественного хода процессов. В пределах западной Грузии одной из распространенных мер борьбы с эрозией является террасирование склоном. На таком склоне с интенсивно растущим оврагом,

где нами велись фототеодолитные съемки, было проведено террасирование. Спустя 6 лет появились признаки ослабления активности оврага.

Другой пример касается русловых процессов. Сравнительным дешифрированием фототеодолитных снимков удалось установить, что побочень на р. Бзыбь, уничтоженный при берегоукрепительных работах, был восстановлен естественными процессами в течение 4 лет.

* * *

Результаты исследований свидетельствуют: 1) использование метода повторных фототеодолитных съемок при наблюдениях за экзогенными процессами позволяет более детально изучать механизмы их формирования и статистически оценивать роль отдельных факторов в нем; 2) стереофотограмметрический метод в ряде случаев дает возможность изучать особенности развития того или иного процесса, не обнаруживаемые другими методами; 3) повторные фототеодолитные съемки содержат, кроме основной для проводимых наблюдений информации дополнительную, позволяющую оценить антропогенное воздействие на некоторые экзогенные процессы; 4) стереофотограмметрическим методом наблюдений удается выявить различия интенсивности процессов в близких по морфологии, но различных по генезису формах рельефа, возникающих в результате преобладающего действия того или иного фактора.

Список литературы

1. *Благоволин Н.С., Цетков Д.Г.* Опыт применения повторной наземной фотограмметрической съемки для изучения динамики рельефа // *Геоморфология*. 1971. № 1. с. 76–88.
2. *Виноградова Н.Н., Самойлова А.А., Хмелева Н.В., Шевченко Б.Ф.* Применение фототеодолитного метода для изучения русловых форм на реках Абхазии // *Эрозия почв и русловые процессы*. М.: Изд-во МГУ, 1979. Вып. 7. С. 109–118.
3. *Гобеджишвили Р.Г.* Изучение осыпей на ключевых участках. Изучение современных рельефообразующих процессов в горных районах стереофотограмметрическими методами. Тбилиси: Мецниереба, 1981. 140 с.
4. *Ивернова М.И.* Движение осыпей // *Работы Тянь-Шаньской физ.-геогр. станции АН КиргССР*. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Вып. 60. С. 36–78.
5. *Книжников Ю.Ф.* Теоретическое обоснование фотограмметрического способа определения перемещения материала по склону (метод повторных стереофотограмметрических съемок) // *Склоновые процессы*. М.: Изд-во МГУ, 1977. Вып. 2. С. 25–53.
6. *Маккаев Н.И., Никулин Ф.В., Хмелева Н.В., Шевченко Б.Ф.* Результаты стационарных исследований эрозии и склоновых процессов в Абхазии // *Вестн. МГУ. Сер. 5, География*. 1977. № 2. С. 82–91.
7. *Мардосене Д.В., Путримас Р.С., Вайнаускас В.В.* Геометрическое исследование эрозионных процессов берегов рек фотограмметрическим методом // *Респ. Межвед. научн.-техн. сборник. Геодозия, картография и аэрофотосъемка*. Вып. 35. Львов: Вища школа, 1982. С. 130–137.
8. *Никулин Ф.В.* Новый метод изучения механизма и скорости движения чехла обломков на крутых склонах // *Вестн. МГУ. Сер. геогр.* 1975. № 3. С. 82–88.
9. *Никулин Ф.В., Хмелёва Н.В., Пантюлина Е.В., Шевченко Б.Ф.* О влиянии некоторых факторов рельефообразования на гравитационные и эрозионные процессы // *Эрозия почв и русловые процессы*. М.: Изд-во МГУ, 1978. Вып. 6. С. 55–62.
10. *Никулин Ф.В., Хмелёва Н.В., Шевченко Б.Ф.* Об изучении движения осыпей фотограмметрическим методом // *Геоморфология*. 1971. № 1. С. 103–110.
11. *Никулин Ф.В., Хмелёва Н.В., Шевченко Б.Ф.* Движение обломков в поверхностном слое осыпи // *Эрозия почв и русловые процессы*. М.: Изд-во МГУ, 1974. Вып. 4. С. 101–109.
12. *Никулин Ф.В., Хмелёва Н.В., Шевченко Б.Ф.* О движении обломков осыпей (по данным повторной фототеодолитной съемки) // *Вопр. географии*. 1971. Сб. 85. С. 110–120.
13. *Никулин Ф.В., Хмелёва Н.В., Шевченко Б.Ф.* Результаты стационарных исследований склоновых и русловых процессов фототеодолитным методом // *Современные экзогенные процессы*. Ч. 2 (тез. докл.). Киев: Наук. думка, 1968. С. 63.
14. *Самойлова А.А.* О роли атмосферных осадков в рельефообразовании (на примере влажных субтропиков) Черноморского побережья Кавказа // *Вестн. МГУ. Сер. 5, География*. 1988. № 1. С. 88.
15. *Толстых Е.А., Онгогоев А.Р., Сорокина Е.И.* Метод фототеодолитных площадок (по осыпям) для измерения скорости денудации горных пород // *Тр. ВСЕГИНГЕО*. 1981. Вып. 144. С. 53–62.

16. Хмелёва Н.В. Опыт применения длительно периодических стационарных исследований с использованием фототеодолитных съёмок при изучении экзогенных процессов (на примере горных территорий) // Геоморфология. 1986. № 4. С. 58–63.
17. Хмелёва Н.В., Виноградова Н.Н., Самойлова А.А., Шевченко Б.Ф. Условия формирования стока наносов горных рек и динамика их русловых форм (итоги стационарных исследований) // Земельные и водные ресурсы: противозерозионная защита и регулирование русел. М.: Изд-во МГУ, 1990. С. 40–47.
18. Хмелёва Н.В., Виноградова Н.Н., Шевченко Б.Ф., Самойлова А.А. Денудация и наносы горных рек Черноморского побережья Грузии // Геоморфология. 1988. № 1. С. 78–83.
19. Хмелёва Н.В., Джаошвили Ш.В., Виноградова Н.Н. и др. Опыт стационарных исследований экзогенных процессов с целью выявления механизма формирования твердого стока горных рек // Эрозионные процессы и окружающая среда. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1988. С. 140.
20. Хмелёва Н.В., Шевченко Б.Ф. Обвалы и осыпи // Методы полевых геоморфологических экспериментов в СССР. М.: Наука, 1986. С. 90–104.
21. Хмелёва Н.В., Шевченко Б.Ф. Об особенностях развития курумов (по данным стационарных и экспериментальных исследований) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1980. № 6. С. 95–110.
22. Хмелёва Н.В., Шевченко Б.Ф. О смещении обломков курумов (по данным фототеодолитных съёмок) // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1975. № 4. С. 84–88.
23. Шевченко Б.Ф. Методика стационарных исследований курумов повторными фототеодолитными съёмками // Методы полевых геоморфологических экспериментов в СССР. М.: Наука, 1986. С. 130–135.

Московский государственный
университет

Поступила в редакцию
23. XI. 1992

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

EDITORIAL BOARD:

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

Адрес редакции:

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИН РАН
телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т.А. Шелепина

Технический редактор Л.В. Кожина

Сдано в набор 02.08.93. Подписано к печати 1.09.93. Формат бумаги 70×100¹/₁₆
Печать офсетная. Усл. печ. л. 11,7. Усл. кр.-отт. 6,2 тыс. Уч.-изд.л. 15,0. Бум. л. 4,5
Тираж 516 экз. Зак. 130. Цена 21 р.

Адрес редакции: 1003717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
Московская типография № 2 ВО "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

21 р.

Индекс 70493