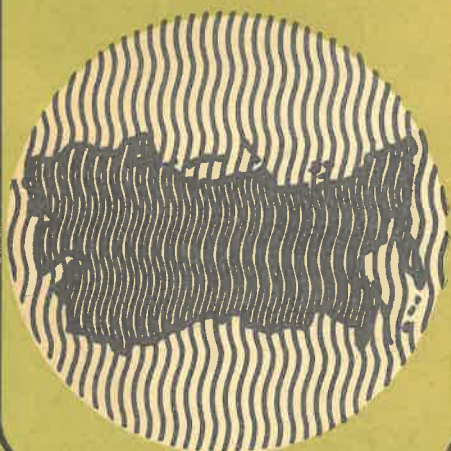


СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

6/1984



Ежемесячный
научный журнал

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 6/1984 ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал
Орган Министерства геологии СССР
Основан в 1933 году

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор В. М. ВОЛКОВ

Т. В. Билибина, В. А. Вахрамеев, Д. А. Венков, А. М. Властовский, В. Г. Гарьковец, А. А. Геодекан, М. В. Голицын, И. С. Грамберг, С. В. Григорян, М. Н. Денисов, А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда (зам. главного редактора), А. Н. Золотов, Г. А. Израилева (зам. главного редактора), А. Б. Каждан, Ю. Б. Казмин, Е. А. Козлов, Н. Э. Краснова (отв. секретарь), Л. И. Красный, А. И. Кривцов, А. И. Лисицын, Н. В. Межеловский, В. Д. Наливкин, В. А. Нарсеев, В. А. Низьев, Л. Н. Овчинников, Н. И. Погребнов, В. Н. Полуэктов (зам. главного редактора), Н. Н. Предтеченский, Д. А. Родионов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Л. Н. Смирнов, П. Н. Сторчак, В. С. Сурков, К. И. Сычев, М. А. Фаворская, А. С. Филько, Н. И. Хитаров, А. Л. Яншин, В. А. Ярмолюк



МОСКВА, «НЕДРА»

© Издательство «Недра»,
«Советская геология», 1984

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ
МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

- Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И.,
Константинов М. М., Кривцов А. И.,
Лихачев А. П., Нарсеев В. А., Руч-
кин Г. В., Фогельман Н. А.
Принципы формационной классифика-
ции месторождений цветных и благо-
родных металлов 3
- Ветренников В. В., Мисанс Я. П.
Железные руды докембрия Латвийской
ССР 12
- Кушнырь Г. И.
Строение и асбестоносность Борусского
гипербазитового массива (Западный
Саян) 17
- Сергеев А. Д., Тунин Б. М.
Новый тип вольфрамового оруденения
в Забайкалье 27

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ
СЫРЬЕ

- Алиев А. И., Рзаев М. М.
Газоносность больших глубин и грязе-
вой вулканизм Южно-Каспийской впа-
дины 31

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

- Полуботко И. В.
Зональное и корреляционное значение
позднеэриасовых галобиид 40
- Гасанов Т. Аб.
Вулканиды Шахдагского хребта Малого
Кавказа: юра или палеоген? 51
- Тихий В. Н.
О природе девонских карбонатных мас-
сивов в бассейне Печоры 57

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ
И ТЕКТОНИКА

- Тимурзиев А. И.
Новейшая тектоника Песчаномысско-
Ракушечной зоны 64

- Свиридов Н. И.
Природа нарушений в верхней части
осадочного чехла Балтийского моря . . . 72

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ,
ЛИТОЛОГИЯ

- Чайкин В. Г.
Эндогенные рудные формации областей
активизации Восточно-Европейской плат-
формы 79
- Афанасьев В. П., Борис Е. И.
Некоторые закономерности формирова-
ния древних ореолов рассеяния кимбер-
литовых минералов 92
- Маслов В. К.
Бокситоносные отложения Западного
Прибайкалья 99

ГЕОХИМИЯ

- Крутий В. М., Донец А. И.
Минералого-геохимический шлиховой ме-
тод поисков скрытого свинцово-цинко-
вого оруденения 107

ГЕОФИЗИКА

- Горный В. И., Ермолаев-Маслов В. Б.
Температурные аномалии над рудными
телами 113

XXVII СЕССИЯ МЕЖДУНАРОДНОГО
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА

- Александров Г. С., Айзенфельд С. Х.
Международные выставки «Геоэкспо-84»
и «Геокарта-84» 120

ХРОНИКА

- Дмитриевский А. Н., Кореньков А. С.
Системный подход в геологии (теорети-
ческие и прикладные аспекты) 124

Художественный редактор В. А. Андросов
Технический редактор Е. В. Воробьева
Корректор В. А. Бобринская

Сдано в набор 24.04.84. Подписано в печать 21.05.84. Т-11424. Формат 70×108¹/₁₆.
Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отт. 11,72. Уч.-изд. л. 13,33.
Тираж 3305 экз. Заказ № 1010.

Адрес редакции: 123812 ГСП, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ
МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.4 : 551.26

М. Б. БОРОДАЕВСКАЯ, Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ, М. М. КОНСТАНТИНОВ,
А. И. КРИВЦОВ, А. П. ЛИХАЧЕВ, В. А. НАРСЕЕВ, Г. В. РУЧКИН,
Н. А. ФОГЕЛЬМАН (ЦНИГРИ)

Принципы формационной классификации месторождений
цветных и благородных металлов

Современные достижения в области специальной металлогении и эффективность прогнозно-металлогенических исследований, подтвержденная в ряде районов СССР практикой геолого-разведочных работ, в значительной степени обеспечены разработкой и применением формационных методов прогноза. Однако актуальные и сложные задачи поисков скрытых месторождений требуют дальнейшего развития ряда положений формационного анализа в приложении к прогнозу подобных объектов и, в первую очередь, уточнения соотношений рудных и геологических формаций, типизации геологических формаций по роли в рудогенезе и формационной классификации продуктов рудогенеза.

Главной задаче прогноза — выделению перспективных площадей разного ранга на основе комплекса геологических признаков — отвечают такие определения рудных формаций, которые рассматривают скопления рудного вещества как естественные составляющие тех или иных геологических сообществ, обычно понимаемых как геологические формации. Очевидно, «вещественные» рудноформационные классификации, базирующиеся лишь на минеральном составе руд, не обеспечивают необходимого анализа связей руда — среда и, следовательно, не позволяют выявлять закономерности, используемые при прогнозе.

В практике современных металлогенических исследований, базирующихся на формационных основах, обычно используется понятие «рудная формация», данное Р. М. Константиновым. Рудные формации — это «...группы месторождений с минеральными ассоциациями сходного состава, повторяющимися в определенной последовательности на всех месторождениях данной формации и образовавшимися

в близких геологических условиях, независимо от времени образования» [1, с. 11].

Аналогичные формулировки предложены В. А. Кузнецовым [3], П. А. Строной [7], А. Д. Щегловым [8], Г. Н. Щербой [9], Д. В. Рундквистом с соавторами [5]. В определениях рудной формации они конкретизировали «геологические условия» Р. М. Константинова, рассматривая их как геологические формации, находящиеся в определенных геотектонических (тектонико-магматических) обстановках.

Авторы данной статьи, учитывая вышесказанное, под рудной формацией понимают группу месторождений и рудопроявлений, однотипных по элементному и минеральному составу руд и геологической обстановке нахождения, которая характеризуется определенной геологической формацией (либо сочетанием геологических формаций) и определенными структурными условиями рудогенеза.

Введение в определение наряду с месторождениями и непромышленных объектов — рудопроявлений — целесообразно, так как при прогнозных исследованиях чрезвычайно важно установить формационную принадлежность всех известных проявлений рудогенеза, независимо от их экономической значимости.

Рудная формация принимается авторами в качестве основной классификационной единицы. С учетом особенностей вещественного состава и геохимических характеристик руд, выраженных количественно, рудную формацию можно разделять на субформации и (или) минеральные типы. В качестве ассоциаций рудных формаций выделяются существенно различные по составу (набору главных элементов и минералов) продукты рудогенеза, постоянно наблюдаемые в одно-

типных геологических формациях. В качестве семейства рудных формаций рассматриваются сходные по составу продукты рудогенеза, ассоциирующие с формационно различными геологическими образованиями.

В приведенную формулировку включены зависимости в системе руда — среда — структура, отражающие главные закономерности реализации процессов рудогенеза как части становления определенных геологических формаций (либо их сочетаний) в соответствующих структурных условиях.

При выделении геологических формаций авторы исходят из известного определения Ю. А. Кузнецова [4], согласно которому под геологической формацией (безразлично, осадочной или магматической) следует понимать естественные сообщества пород, возникающие в определенной геологической обстановке и отвечающие отдельным этапам развития того или иного участка земной коры. Следовательно, каждая геологическая формация фиксирует достаточно определенный режим развития, а ассоциирующая с ней рудная формация отвечает этому режиму. В тех случаях, когда рудные формации являются следствием совмещения геологических формаций, они сопоставляются с режимом становления последних из сочетающихся геологических формаций.

Для совершенствования основ прогноза решающее значение имеет классификация геологических формаций по их роли в рудогенезе. Значительный вклад в разработку этой проблемы внесен трудами сотрудников ИГН АН КазССР (Г. Н. Щерба, А. А. Абдулин, В. Г. Ли, Т. М. Лаумулин) и ВСЕГЕИ (Д. В. Рундквист, В. Е. Попов и др.).

Д. В. Рундквист с соавторами [5] разделили рудные формации на: 1) рудовмещающие, являющиеся благоприятной средой для рудоотложения; 2) рудоносные продуктивные, непосредственно содержащие промышленно ценную минерализацию; 3) рудоносные материнские, рассматриваемые как источник оруденения.

Г. Н. Щерба и Т. М. Лаумулин [9] в качестве рудоносных выделили те геологические формации, с которыми (либо с частью которых) «... непосредственно или во взаимодействии с дру-

гими геологическими формациями (наложенными процессами) связаны определенные рудные формации. При этом продуктивны разновидности или части геологических формаций, с которыми непосредственно связаны рудные» [9, с. 15].

Для соблюдения должной объективности основ прогноза при классификации геологических формаций по роли в рудогенезе необходимо с максимальной четкостью отличать наблюдаемые соотношения рудных и геологических формаций от предполагаемых, интерпретационных их связей.

Геологические формации по роли в рудогенезе можно разделить на рудовмещающие, рудоносные, рудогенерирующие и рудообразующие.

Рудовмещающие геологические формации (РВФ). Присутствие продуктов рудогенеза в той или иной геологической среде, устанавливаемое прямыми наблюдениями, может быть следствием наложения на нее более поздних принципиально иных процессов либо результатом процессов становления этой среды (геологической формации). Понятие рудовмещающей формации в узком смысле слова целесообразно сохранить лишь в приложении к первому случаю, когда в формационно однотипных геологических образованиях располагаются формационно различные продукты рудогенеза. Иными словами, РВФ — среда рудоотложения. Очевидно, для объяснения причин появления оруденения требуется введение в анализ возможных иных процессов и формаций, т. е. интерпретация данных прямых наблюдений.

Рудоносные геологические формации (РНФ) представляют частный случай РВФ (в широком смысле слова) и выделяются как формационно однородные геологические образования, вмещающие формационно однотипные продукты рудогенеза при неоднозначности интерпретации природы таких ассоциаций. РНФ выступают в качестве среды рудоотложения, а в ряде случаев и как источник вещества, хотя это не всегда доказуемо.

Рудогенерирующие формации (РГФ) — геологические образования, которым приписывается роль источников вещества и транспортирующих агентов для продуктов рудогенеза, ло-

кализированных в пассивной либо активной среде рудоотложения — в РВФ.

Рудообразующие формации (РОФ) — геологические образования, под влиянием которых процессы рудообразования реализуются за счет вещества, содержащегося в иных геологических формациях. При таком подходе РОФ выступают в качестве факторов регенерации рассеянных рудных концентраций, вызываемой энергетическим, а возможно, и флюидным воздействием соответствующих магматических тел. Такую же роль могут играть и процессы регионального и дислокационного метаморфизма, получившие специфическое вещественно-формационное отражение в самих РВФ.

Общепринятые и наиболее широко распространенные модели рудогенеза отвечают следующим сочетаниям геологических формаций по наблюдаемой (выделено шрифтом) и предполагаемой роли в процессах возникновения месторождений.

I. РВФ+РГФ. Это сочетание отвечает классической ортогенетической схеме формирования жильных гидротермальных месторождений, локализованных в геологических образованиях различной формационной принадлежности при постоянстве рудноформационных характеристик и устойчивой пространственно-временной связи с однотипными магматическими комплексами РГФ. Примером таких объектов служит свинцово-цинковое месторождение Садон, жилы которого локализованы в палеозойских гранитах (РВФ) при предполагаемой связи с альпийским магматизмом (РГФ).

II. РВФ=РНФ. Одна и та же формация выступает в двойной роли при неоднозначности интерпретации причин рудонакопления, что характерно для ряда типов месторождений, в первую очередь стратиформных либо близких к ним.

Рудонакопление в таких геологических формациях может быть связано с процессами, не получившими формационного выражения. В частности, такая ситуация характерна для месторождений типа медистых песчаников и сланцев, для свинцово-цинковых месторождений в терригенно-карбонатных и карбонатных толщах. Для подобных объектов развивается несколько

вариантов гидрогенного рудонакопления и не исключаются связи с поступлением растворов из глубинных источников.

К такому же типу формаций могут быть отнесены некоторые золоторудные месторождения в терригенных толщах, считающиеся литогенными (по В. Г. Гарьковцу) либо метаморфогенно-гидротермальными и встречающиеся в формационно однотипных геологических образованиях.

Месторождения колчеданного семейства при вхождении в определенные рудоносные формации связываются либо с отдельными фациями этих же формаций (субвулканическими, экстрезивными), либо с конвективными (рециклинговыми) процессами, сопровождающими становление таких формаций.

III. РВФ=РНФ=РГФ. Это сочетание характерно для процессов рудогенеза, убедительно относимых к самой РВФ=РНФ. Наиболее типичный пример — медно-никелевые месторождения, возникающие при расслоении сульфидно-силикатных расплавов с накоплением руд в породах РВФ=РНФ или в ее ближайшей раме. Такому же сочетанию отвечают пегматитовые, апогранитовые и часть грейзеновых месторождений, локализованных в формационно однотипных интрузивных породах и связываемых с их становлением.

IV. РВФ+(РВФ=РНФ=РГФ). Данное сочетание близко сочетанию типа РВФ+РГФ, но отличается тем, что одна из двух формаций выступает в тройной роли.

Подобному сочетанию отвечают модели рудогенеза, развиваемые для штокверковых месторождений меднопорфировых и молибден-меднопорфировых руд (ортогенетические схемы либо рециклинговые, либо сочетание того и другого). Рудная минерализация локализуется в формационно однотипных магматических телах (РВФ=РНФ=РГФ) и геологических образованиях рамы любого состава (РВФ), которая или пассивно вмещает оруденение, или (предположительно) составляет какую-то часть его. Близки к такой ситуации штокверковые, жильные грейзеновые и часть пегматитовых месторождений.

V. (РВФ=РНФ)+РОФ. Сочетание двух формаций, отражающее предполагаемую модель рудогенеза, в которой рудонакопление связывается с перераспределением вещества, находящегося в РВФ=РНФ под тепловым и флюидным (?) воздействием более поздних магматических тел (РОФ).

Модель приложима, вероятно, к широкому кругу объектов. В частности, ей отвечает схема формирования части жильных месторождений Корнуолла, возникших за счет выщелачивания рудообразующих элементов из вмещающих пород в период основного вулканизма [6]. Подобной моделью может быть объяснено возникновение части скарновых свинцово-цинковых месторождений в карбонатных РНФ при мобилизации под воздействием магматитов РОФ рассеянной сингенетичной минерализации. Близкие схемы предполагаются и для золоторудных месторождений, образующихся в формационно однотипных комплексах зеленокаменных поясов и миогеосинклиналей в связи (предполагаемой) с более поздними магматитами, имеющими в разных районах различную формационную принадлежность.

Общие условия реализации подобных моделей определяются проявлением энергетического источника в относительно водонасыщенной проницаемой рудоносной среде.

VI. (РВФ=РНФ)+(РОФ=РГФ). Сочетание, отличающееся от типа V предполагаемым поступлением вещества из обеих формаций, приложимо как к модели метаморфогенно-гидротермального рудогенеза, так и к некоторым так называемым полигенным объектам, в частности, к скарнированным (с привнесом вещества) полиметаллическим и железорудным месторождениям.

Рассмотренные сочетания геологических формаций по установленной и предполагаемой их роли в рудогенезе эквивалентны современным моделям рудонакопления и характеризуют различные типы металлогенических формаций. В качестве последних предлагается выделять устойчивые, постоянно наблюдаемые пространственно-временные ассоциации сочетаний геологических, метасоматических и рудных формаций. На необходимость введе-

ния понятия металлогеническая формация указывали исследователи ИГН АН КазССР [10] и А. И. Кривцов [2], однако терминологические сложности, возникающие при выборе наименований металлогенических формаций, являются, вероятно, одной из причин сдержанного восприятия этого нововведения. Очевидное единство продуктов рудогенеза с определенными геологическими образованиями, отраженное в металлогеническом понимании рудных формаций, одноранговость их с геологическими формациями требуют поисков путей преодоления этого терминологического барьера.

Рассмотренные базисные положения определяют принципы формационной классификации рудных месторождений и содержание рудноформационного анализа для прогнозно-металлогенических построений. В общем виде можно представить такую последовательность систематизации исходной информации:

— установление ведущих характеристик скоплений рудного вещества (минеральный и элементный состав с оценкой количественных соотношений основных рудообразующих элементов);

— выявление главных показателей рудовмещающих формаций (фациальный состав с количественным соотношением фаций, химический состав с учетом соотношений определенных породообразующих элементов);

— анализ зависимостей между формационными характеристиками рудных скоплений и среды с выявлением возможного постоянства появлений определенных продуктов рудогенеза в однотипных геотектонических обстановках;

— конкретизация роли рудовмещающих формаций в плане оценки их принадлежности к рудоносным или относительно пассивным рудовмещающим с определением возможных рудогенерирующих и рудообразующих формаций;

— обоснование принадлежности ассоциации определенных рудных и геологических формаций (либо их сочетаний) к тому или иному типу металлогенических формаций.

Подобный анализ, проведенный авторами в приложении к классифика-

Формационная классификация месторождений и рудопроявлений цветных и благородных металлов

Геотектоническая позиция и место рудных формаций в истории развития тектонических структур	Типы металлогенических формаций (МФ) по установленной (выделено шрифтом) и предполагаемой роли геологических формаций (ГФ) в рудогенезе*	Составляющие металлогенических формаций (МФ)		
		Геологические формации (ГФ) и субформации (ГСФ)**	Рудные формации (РФ) и субформации (РСФ)**	Количественные соотношения средних содержания главных рудообразующих компонентов в продуктах рудогенеза

Семейство сульфидных никелево-медных, медно-никелевых РФ

Зоны протоактивизации и активизации платформенных структур	РВФ= РНФ= РГФ	Габбро-троктолит-долеритовая (MgO 8—15 и 2—30 %)**	Никелево-медная	Ni : Cu = 1 : 10—1 : 1
Зоны магматической протоактивизации	То же	ГСФ. Габбро-троктолитовая (MgO 8—10 и 2—20 %)	РСФ. Никелево-медная (медистая, Дулут)	Ni : Cu = 1 : 10—1 : 2,5
Зоны активизации платформ; поздние стадии	„ „	ГСФ. Габбро-долеритовая (MgO 10—15 и 2—30 %)	РСФ. Собственно никелево-медная (Норильск)	Ni : Cu = 1 : 2,5—1 : 1
Зоны протоактивизации и протогеосинклинали	„ „	Габбро-норит-пироксенит-перидотитовая (MgO 15—25 и 2—40 %)	Медно-никелевая	Ni : Cu = 1 : 1—5 : 1
Зоны магматической протоактивизации	„ „	ГСФ. Габбро-норит-пироксенит-перидотитовая (MgO 15—20 и 2—40 %)	РСФ. Собственно медно-никелевая (Бушвельд, Мончегорск)	Ni : Cu = 1 : 1—2 : 1
Протогеосинклинали; ранние стадии	„ „	ГСФ. Габбро-пироксенит-перидотитовая (MgO 20—25 и 2—35 %)	РСФ. Медно-никелевая (высоко-никелистая, Печенга)	Ni : Cu = 2 : 1—5 : 1
Архейские зеленокаменные пояса	„ „	Пироксенит-перидотит-дунитовая (MgO 25—33 и 20—55 %)	Никелевая	Ni : Cu = 5 : 1—75 : 1
То же	„ „	ГСФ. Пироксенит-перидотитовая (MgO 25—28 и 20—45 %)	РСФ. Медистоникелевая (Камбалда)	Ni : Cu = 5 : 1—25 : 1
„ „	„ „	ГСФ. Перидотит-дунитовая (MgO 28—33 и 25—55 %)	РСФ. Никелевая (Агню)	Ni : Cu = 25 : 1—75 : 1

Продолжение табл.

Геотектоническая позиция и место рудных формаций в истории развития тектонических структур	Типы металлогенических формаций (МФ) по установленной (выделено шрифтом) и предполагаемой роли геологических формаций (ГФ) в рудогенезе*	Составляющие металлогенических формаций (МФ)		
		Геологические формации (ГФ) и субформации (ГСФ)**	Рудные формации (РФ) и субформации (РСФ)**	Количественные соотношения средних содержания главных рудообразующих компонентов в продуктах рудогенеза

Семейство колчеданных РФ

Первичные эвгеосинклинали; ранние стадии	РВФ=РНФ	Натриевая серия эвгеосинклинального базальтоидного магматизма	Контрастная липарит-базальтовая	Цинково-медноколчеданная (уральский тип, Сибай, Учалы)	$Zn : Cu = 1 : 1$
То же	То же		Непрерывная базальт-андезит-дацит-липаритовая	Медно-цинковоколчеданная (уральский тип, Гай, Узельга)	$Zn : Cu = 1 : 1 - 1 : 10$
" "	" "		Однородная (недифференцированная) базальтовая	Серноколчеданная маломедистая (кипрский тип, Эргани-Маден)	$Zn : Cu = 1 : 1$
Вторичные эвгеосинклинали; ранние стадии	" "	Калиево-натриевая серия эвгеосинклинального магматизма	Контрастная базальт-липаритовая	Медно-свинцово-цинковоколчеданная (колчеданно-полиметаллическая, рудноалтайский тип)	$Pb : Zn : Cu = 1 : 3 : 1$
То же	" "		Непрерывная базальт-андезит-дацит-липаритовая	Свинцово-цинково-медноколчеданная (колчеданно-полиметаллическая, малоказакский тип)	$Pb : Zn : Cu = 1 : 5 : 10$
Первичные терригенные эвгеосинклинали; ранние стадии	РВФ = РНФ + РГФ		РВФ=РНФ. Терригенно-флишонидная углеродсодержащая в сочетании с РГФ — редуцированной натриевой контрастной липарит-базальтовой	Медьсодержащая свинцово-цинковоколчеданная (колчеданно-полиметаллическая, филизчайский тип) РСФ. Цинково-медно-серноколчеданная (Кизил-Дере)	$Pb : Zn : Cu = 1 : 3 : 0,5$
Вторичные локальные терригенные прогибы; ранние стадии	То же		РВФ=РНФ. Глинисто-кремнисто-карбонатная с редуцированной контрастной базальтовой (РГФ?)	Медно-свинцово-цинковая (атасуйский тип)	$Pb : Zn : Cu = 1 : 3 : 0,1$

Продолжение табл.

Геотектоническая позиция и место рудных формаций в истории развития тектонических структур	Типы металлогенических формаций (МФ) по установленной (выделено шрифтом) и предполагаемой роли геологических формаций (ГФ) в рудогенезе*	Составляющие металлогенических формаций (МФ)		
		Геологические формации (ГФ) и субформации (ГСФ)**	Рудные формации (РФ) и субформации (РСФ)**	Количественные соотношения средних содержания главных рудообразующих компонентов в продуктах рудогенеза
Краевые и межгорные прогибы орогенного и платформенного развития	РВФ=РНФ	Пестроцветная алеврито-песчаниковая и известково-алевритопесчаниковая	Медистых песчаников и сланцев РСФ. Медистых песчаников (Джезказган) РСФ. Медистых сланцев (Мансфельд)	$Pb : Zn : Cu = 1 : 0,5 : 10$
Перикратонные и интракратонные прогибы	РВФ=РНФ	Известково-доломитовая	Свинцово-цинковая стратиформная в карбонатных толщах (Сардана, Миргалимсай)	$Pb : Zn : Cu = 3 : 1 : 10 - 3 : 10 : 0,1$
Чехлы срединных массивов и геоантиклинали; начало орогенной стадии либо тектономагматической активизации	(РВФ = РНФ) + (РОФ = РГФ)	РВФ=РНФ. Известково-доломитовая РОФ=РГФ. Преимущественно диоритгранодиоритовая	Свинцово-цинковая скарновая (Алтын-Топкан)	$Pb : Zn = 1 : 1$
Подвижные пояса разного режима; тектономагматическая активизация	РВФ+РГФ	РВФ. Породы различной формационной принадлежности. РГФ. Гранитоидные (дайковые серии)	Свинцово-цинковая жильная (Садон)	$Pb : Zn = 1 : 1$

Семейство меднопорфировых РФ

Барьерные зоны островодужных структур первичных эвгеосинклинали; завершение раннегеосинклинальной стадии	(РВФ = РНФ = РГФ) + РВФ	РВФ=РНФ=РГФ. Габбро-диорит-кварцдиоритовая — (плагиогранитная) натриевая. $K_2O : Na_2O = 0,1 - 0,4$ РВФ. Породы интрузивной рамы различной формационной принадлежности	Золото-меднопорфировая (Пангуна)	$Cu : Mo = 200 : 1 - 250 : 1$
Орогенно-активизационные эпизевгеосинклинальные вулкано-плутонические пояса; средние стадии	То же	РВФ=РНФ=РГФ. Габбро-диорит-гранодиоритовая калиево-натриевая. $K_2O : Na_2O = 0,5 - 0,8$ РВФ. Породы интрузивной рамы различной формационной принадлежности	Молибден-меднопорфировая (Коунрад)	$Cu : Mo = 200 : 1 - 30 : 1$

Продолжение табл.

Геотектоническая позиция и место рудных формаций в истории развития тектонических структур	Типы металлогенических формаций (МФ) по установленной (выделено шрифтом) и предполагаемой роли геологических формаций (ГФ) в рудогенезе*	Составляющие металлогенических формаций (МФ)		
		Геологические формации (ГФ) и субформации (ГСФ)**	Рудные формации (РФ) и субформации (РСФ)**	Количественные соотношения средних содержания главных рудообразующих компонентов в продуктах рудогенеза
Орогенно-активизационные эпимиегосинклинальные вулканоплутонические пояса	" "	РВФ=РНФ=РГФ. Диорит-гранодиорит-монцитонитовая натриево-калиевая $K_2O : Na_2O = 0,9-1,2$ РВФ. Породы интрузивной рамы различной формационной принадлежности	Медно-молибден-порфировая (Бингхэм)	$Cu : Mo = 30 : 1-15 : 1$

Золоторудные формации

Первичные терригенные геосинклинали (миогосинклинали и терригенные эвгеосинклинали); поздние стадии (?)	(РВФ=РНФ)+РОФ	РВФ=РНФ. Углеродисто-песчаниково-алевролитовая РОФ. Гранитоидные формации и дайковые серии различной формационной принадлежности	Золото-кварцевая (жильная и штокверковая, кызылжумский тип)	$Au : Ag = 1 : 10$
То же	То же	РВФ=РНФ. Углеродисто-известково-песчаниково-алевролитовая. Гранитоидные формации, малые интрузии и дайковые серии различной формационной принадлежности (РОФ?)	Золото-мышьяково-сульфидная (вкрапленная, восточно-казахстанский тип)	$Au : Ag = 1 : 10$
Архейские зеленокаменные пояса; протоактивизация	(РВФ=РНФ)±±РОФ	РОФ. Группа вулканогенных формаций архейских зеленокаменных поясов РОФ. Гранитоидные формации	Золото-сульфидно-кварцевая (жильная и штокверковая, Колар)	$Au : Ag = 1 : 10$
Первичные эвгеосинклинали; орогенные стадии	РВФ+РГФ	РВФ. Породы различной формационной принадлежности РГФ. Габбро-диорит-гранодиоритовая и дайковые серии различной формационной принадлежности	Золото-полисульфидно-кварцевая (жильная и штокверковая, уральский тип)	$Au : Ag = 5 : 1-1 : 2$

Продолжение табл.

Геотектоническая позиция и место рудных формаций в истории развития тектонических структур	Типы металлогенических формаций (МФ) по установленной (выделено шрифтом) и предполагаемой роли геологических формаций (ГФ) в рудогенезе*	Составляющие металлогенических формаций (МФ)		
		Геологические формации (ГФ) и субформации (ГСФ)**	Рудные формации (РФ) и субформации (РСФ)**	Количественные соотношения средних содержания главных рудообразующих компонентов в продуктах рудогенеза
Орогенно-активизационные эпимиегосинклинальные вулканоплутонические пояса; поздняя стадия	РВФ+РГФ	РВФ. Трахибазальт-андезит-базальтовая РГФ. Субвулканические фации РВФ	Золото-адуляр-кварцевая (Крипл-Крик, Гольдфильд)	$Au : Ag = 1 : 20$
Орогенно-активизационные эпимиегосинклинальные и эпикратонные вулканоплутонические пояса; поздняя стадия	РВФ+РГФ	РВФ. Трахилипарит-андезит-липаритовая РГФ. Субвулканические фации (РВФ)	Золото-серебро-адуляр-кварцевая (Комсток)	$Au : Ag < 1 : 20$
Внутренние протоплатформенные прогибы; ранние и поздние стадии формирования	РВФ=РОФ	Молаассоидных кварцевых конгломератов (РВФ=РОФ)	Золотоносных конгломератов (Виттватерсранд)	$Au : Ag = 20 : 1$

* Принятые сокращения те же, что и в тексте. Сокращения типа РВФ=РНФ отвечают совмещению различных значений одной и той же ГФ, типа РВФ+РНФ — сочетанию разных формаций.

** ГСФ и РСФ выделены лишь для части ГФ и РФ для иллюстрации принципов классификации.

*** Содержание MgO: первое число — размах значений в условно гомогенизированных расплавах; второе — крайние значения в продуктах расслоения.

ции месторождений цветных и благородных металлов (таблица), позволяет решать главные задачи прогнозных исследований — по геологическим формациям и их сочетаниям устанавливать площади возможного развития соответствующих рудных формаций.

В приводимой классификации месторождений очевидна неполнота количественных характеристик части рудных и геологических формаций, отражающая современное состояние проблемы и требующая соответствующих разработок. С другой стороны, определение типа металлогенических формаций во многом опирается на интерпретационные оценки роли тех или иных формаций в рудогенезе в соответствии с современным пониманием природы и механизма рудонакопления.

Дальнейшее развитие теории рудогенеза приведет к уточнению или даже к полному пересмотру существующих генетических концепций. Базисные положения рудноформационного анализа и его методология, опирающиеся на наблюдаемые явления, по существу, не зависят от интерпретационных построений, нередко взаимоисключающих, и обеспечивают повышение эффективности прогноза (в первую очередь локального) рудных месторождений, в том числе и скрытых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов/Р. М. Константинов, В. А. Жариков, Б. И. Омеляненко и др. М., Недра, 1965.

2. Кривцов А. И. Принципы формационной классификации месторождений цветных металлов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 5, с. 157.
3. Кузнецов В. А. Рудные формации. Применение формационного анализа в изучении рудных месторождений. — Геология и геофизика, 1972, № 6, с. 3—14.
4. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.
5. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1982.
6. Рундквист Д. В. Современные представления о геологическом строении и зонально-

сти месторождений Корнуолла. — Геология рудных м-ний, 1980, № 6, с. 3—17.

7. Строна П. А. Главные типы рудных формаций. Л., Недра, 1978.
8. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1980.
9. Щерба Г. Н., Лаумулин Т. М. Геологические и рудные формации. — В кн.: Металлогенические проблемы Средней Азии. Ташкент, Фан, 1982, с. 12—23.
10. Эндеогенные рудные формации Казахстана/ А. А. Абдулин, А. К. Каюпов, В. Г. Ли и др. — В кн.: Металлогения и рудообразование. Алма-Ата, Наука, 1979, с. 14—31.

УДК 553.31 : 551.72(474.3)

В. В. ВЕТРЕННИКОВ, Я. П. МИСАНС (Упр. геологии ЛатвССР)

Железные руды докембрия Латвийской ССР

Железные руды на территории Латвийской ССР выявлены в 1967 г. при бурении картировочной скважины в окрестностях пос. Стайцелс на севере республики [4]. В 1979—1982 гг. при проведении региональных геолого-геофизических и поисковых работ получены интересные геологические результаты и открыты новые железорудные объекты: Гарсенский участок богатых железных руд, Инчукалнский рудный участок, на значительную (430 м) глубину разбурено Стайцельское проявление, выделены ряд рудоперспективных магнитных тел и Среднелатвийская металлогенная область.

Железорудные объекты залегают в фундаменте региона, прилегающего к границе крупных структурных элементов — Русской плиты и Балтийского щита. Рудомещающими являются интенсивно мигматизированные кристаллосланцы и микрогнейсы архея, сформированные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Залегающие в них рудные тела принадлежат к классу метаморфогенных месторождений, связанных с титан-железородной и железисто-кремнистыми формациями [10]. Последние относятся к группе осадочно-вулканогенных формаций алгомоского типа [1]: гипогенных богатых железных руд (Гарсенский участок), марганценозной железисто-кремнистой (Стайцельский участок) и железисто-кремнистой метабазитовой (Инчукалнский участок).

Гарсенский участок расположен на юге республики в окрестностях пос. Гарсене, в пределах магнитной аномалии размером $12 \times 1,8$ км интенсивностью до 10 000 нТл. В 1979 г. здесь были пробурены две скважины, которыми подсечена рудоносная толща.

Вскрытая часть толщи представлена крутопадающим рудным телом мощностью 24 м и безрудными породами, которые слагают подрудную и надрудную пачки видимой мощностью 27 и 163 м. Подрудная пачка состоит из тонкозернистых микрогнейсов с биотит-кварц-альбитовой, а надрудная — из мелкозернистых микрогнейсов с биотит-роговообманково-кварц-олигоклазовой минеральными ассоциациями. Породы интенсивно мигматизированы с образованием полосчатых и гнейсовидно-теневых мигматитов. Неосомы мигматитов отличаются от субстрата присутствием решетчатого микроклина, меньшим количеством биотита и большим — роговой обманки. Мигматиты и микрогнейсы образуют закономерно чередующиеся слои мощностью 5—15 м. В них развита серия согласных жил с кварцем, крупнокристаллическим магнетитом, роговой обманкой и биотитом.

Рудное тело залегает согласно с безрудными породами и имеет резкие, прямолинейные или слабоизвилистые контакты, которые сопровождаются маломощными (5—10 см) амфиболовыми и биотитовыми зонами. Оно

Средние содержания железа, титана, марганца, фосфора и серы в железных рудах докембрия Латвийской ССР, %

Компоненты	Стайцельский участок				Гарсенский участок			
	Гранат-магнетитовые руды (22)*	Пироксен-гранат-магнетитовые руды (8)	Биотит-гранат-магнетитовые руды (23)	Рудные мигматиты (11)	Богатые кварц-магнетитовые руды (12)	Рядовые руды		
						магнетитовые (18)	амфибол-магнетитовые (4)	биотит-амфибол-магнетитовые (3)
Fe _{общ}	32,31	32,60	33,36	27,37	56,24	41,18	28,76	34,36
Fe _{магн}	28,07	30,00	28,27	26,21	49,43	36,11	23,50	27,59
Ti	0,21	0,36	0,16	0,29	0,39	0,31	0,38	0,36
Mn	2,49	5,18	3,39	2,09	0,03	0,02	He опр.	0,02
P	0,21	0,08	0,10	0,09	0,11	0,42	0,08	0,44
S	0,004	He обн.	He обн.	He обн.	3,83	1,58	0,28	0,08

* В скобках указано число проб.

представлено двумя типами железных руд: богатыми кварц-магнетитовыми и рядовыми силикат-магнетитовыми. Богатые руды локализованы в центральной части тела, составляя около одной трети его объема. Они сложены крупнокристаллическим магнетитом и кварцем с вкрапленностью пирита, обладают массивной, а также реликтовой грубополосчатой текстурой.

Силикат-магнетитовые руды представлены грубополосчатыми амфибол-магнетитовыми и биотит-амфибол-магнетитовыми разновидностями, которые сосредоточены в висах и лежах боков тела. Между массивными и грубополосчатыми рудами наблюдаются постепенные переходы. По особенностям строения и состава пород рудоносная толща условно сопоставляется с гимольской серией верхнего архея Карелии.

В таблице приведены средние содержания железа, титана, марганца, фосфора и серы в разновидностях железных руд, полученные по результатам сплошного опробования керна секциями длиной 1—1,5 м. Средние содержания Fe_{общ} и Fe_{магн} составляют в богатых рудах 56,2 и 49,4 %, в силикат-магнетитовых 28,8—41,2 и 23,5—36,1 %; характерны низкие содержания марганца и титана, высокие — фосфора и серы.

К востоку и западу от вскрытого рудного тела на расстоянии десятков и первых сотен метров, по данным магнитного каротажа и подбора маг-

нитных полей по палеткам Д. С. Микова, располагаются другие рудные тела общей мощностью около 200 м (рис. 1). Прогнозные запасы железных руд участка оцениваются в 1,5 млрд. т до глубины 1500 м [3].

Стайцельский участок расположен на восточном побережье Рижского залива в пределах магнитной аномалии дугообразной формы площадью 80 км² (по изодинаме 1 тыс. нТл). В границах аномалии отмечаются четыре максимума интенсивностью 8450, 7500, 7150 и 4300 нТл, протяженностью 2,0, 2,0, 1,8 и 2,6 км. В максимуме 7150 нТл железные руды вскрыты скважинами в интервалах 668—714 и 688—1117 м.

Вскрытая часть рудоносной толщи состоит из двух крутопадающих (70—80°) железистых пластов мощностью 41 и 45 м, сложенных железными рудами с отдельными слоями безрудных пород, и промежуточного безрудного пласта (23 м). Суммарная мощность рудных пластов, по данным подборов магнитного поля, составляет 200 м. Безрудные породы представлены лейкократовыми гранат-биотитовыми микрогнейсами, слагающими прослои в железистых пластах, и мезократовыми гиперстен-биотитовыми микрогнейсами, образующими безрудный пласт, а также подчиненными амфиболитами, изредка встречающимися по всему разрезу толщи.

Железные руды представлены силикат-магнетитовыми разновидностями, среди которых наиболее развиты гра-

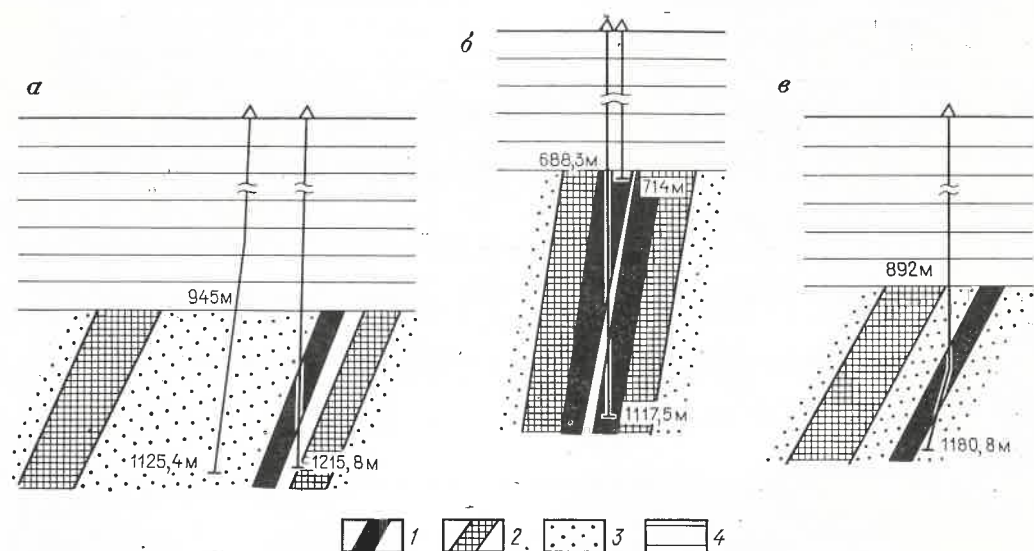


Рис. 1. Геологические разрезы железорудных тел Гарсенского (а), Стайцельского (б) и Инчукалнского (в) участков

1—2 — рудные тела: 1 — вскрытые, 2 — предполагаемые по данным скважинной магниторазведки; 3 — безрудные породы; 4 — породы осадочного чехла

нат-магнетитовые. Меньше распространены диопсид-гранат- и биотит-гранат-магнетитовые руды, а также рудные мигматиты и брекчии с псевдотакхитовым цементом. Средние содержания $Fe_{общ}$ во всех разновидностях руд 32,3—33,4 %, $Fe_{магн}$ 28,07—30,0 %, снижаясь соответственно до 27,37 и 26,21 % в рудных мигматитах (см. таблицу). Обращают на себя внимание высокие содержания в рудах марганца (в среднем 3,3 %) и низкие — титана (в среднем 0,22 %). Руды чисты в отношении вредных примесей; в них практически отсутствуют сера, среднее содержание фосфора 0,1 %. Железные руды переслаиваются с безрудными породами. Контакты их с лейкократовыми биотит-гранатовыми микрогнейсами постепенные, а с амфиболитами и мезократовыми гиперстен-биотитовыми микрогнейсами резкие и сопровождаются маломощными (от нескольких миллиметров до 0,3 м) гранатитовыми зонами.

Руды, как и безрудные породы, послойно мигматизированы с образованием прослоев рудных и безрудных мигматитов с неосомой, сложенной биотит-гранатовыми гранитами. Они прорваны послойными и секущими жилами артеритовых гранат-пироксеновых гранитов, содержащих ксенолиты железных руд. Гранитизация выз-

вала перекристаллизацию руд, что привело к образованию 2-й генерации магнетита, который слагает линзы и прожилки в диопсид-гранат-магнетитовых рудах, а также наблюдается в секущих кварцевых жилах (0,03—0,1 м) внутри микрогнейсов безрудного пласта.

Наиболее поздние — тонкие (до 1 см) секущие и послойные прожилки розового родохрозита и серого кальцита с пиритом. По высокому содержанию марганца в рудах стайцельской рудоносной толща условно сопоставляется с железисто-гнейсовой толщей скв. Йыхви в Эстонии, которая в свою очередь коррелируется с верхами нижнего архея Русской плиты [7]. Перспективные ресурсы железистых руд Стайцельского участка оцениваются до глубины 1000 м в 1 млрд. т [2].

Инчукалнский участок расположен в центральной Латвии на северной окраине пос. Инчукалнс в пределах магнитной аномалии интенсивностью 4900 нТл, площадь его 40 км² (по изодинаме 1 тыс. нТл). Рудопроявление было открыто в 1982 г. при бурении поисково-интерпретационной скважины, заданной в эпицентре аномалии. Скважина на глубине 880—1180 м прошла по рудоносной толще. Вскрытая ее часть представлена од-

ним крутопадающим (70°) маложелезистым пластом мощностью 59 м, состоящим из силикат-магнетитовых кварцитов и амфиболитов с прослоями железных руд, и двумя (под- и надрудным) пластами безрудных пород видимой мощностью 22 и 39 м (см. рис. 1). Подрудный пласт сложен амфиболитами, гранат-гиперстен-биотитовыми микрогнейсами, гранат-биотитовыми и гиперстен-биотит-кордиеритовыми кристаллосланцами, а надрудный пласт — амфиболитами, гранат- и гиперстен-биотитовыми кристаллосланцами. Породы интенсивно мигматизированы и рассеяны единичными послойными постметаморфическими кальцит-флюоритовыми жилами мощностью 1 м. Железные руды представлены в основном гранат-диопсид-магнетитовой разновидностью. Рудным минералом в них является магнетит, рудообразующие силикаты — гранат, диопсид, скаполит, роговая обманка, биотит. Содержание железа в рудах достигает 33,6 %. По сходству строения разреза и состава пород рудоносная толща условно сопоставляется с волшпахской свитой кольской серии Балтийского щита [7].

В северо-восточной части Латвии, а также в южной Эстонии известны проявления титанмагнетитовой минерализации, отмечаемые магнитными аномалиями интенсивностью 1000—3000 нТл. Они связаны с телами метагабброидов, залегающих внутри основных двупироксеновых кристаллосланцев и амфиболитов архея. Рудопроявления представлены оруденелыми метагабброидами и плагиоклазитами с рассеянной ильменит-магнетитовой вкрапленностью, состоящей из магнетита, ильменита и титаномангнетита (10—20 % рудных минералов), с которыми ассоциируют пирит, пирротин и халькопирит. Помимо рудных, главные минералы руд представлены плагиоклазом, ромбическим и моноклинным пироксеном, биотитом; в метагабброидах присутствуют роговая обманка и оливин. Содержание в рудах железа до 17,2 %, титана до 1,9 % [8].

Рудоперспективные магнитные тела, выделяемые по данным магнитных съемок, представляют собой геологические образования с вычисленной намагниченностью пород

более $2000 \cdot 10^{-6}$ СГС. Таких тел на территории Латвии насчитывается около 200. Наиболее интересны в отношении обнаружения месторождений железа 45 наиболее перспективных тел с вычисленной намагниченностью пород $(7000—10\,000) \cdot 10^{-6}$ СГС и более (рис. 2). Самыми крупными из них являются линейные и неправильной формы тела — Аннаское (97 км²) и Бирзгальское (106 км²).

Все известные проявления железных руд на территории Латвийской ССР находятся в пределах трех выделяемых по геолого-геофизическим данным структур: Рижского геоблока с наиболее полным разрезом гранитно-метаморфического слоя; Субатского прогиба, являющегося, по-видимому, аналогом внутриматериковых рифтов [9], и Тарту-Гулбенской зоны, отождествляемой со структурами типа эвгеосинклинальных прогибов (см. рис. 2). В Рижском геоблоке и Субатском прогибе распространены в основном малотитанистые железисто-кремнистые формации, в Тарту-Гулбенской зоне — титан-железорудная.

Железорудные объекты и рудоперспективные магнитные тела Рижского геоблока и Субатского прогиба занимают обширную площадь, которая вытягивается на 250 км при ширине 100—150 км от северной до южной границы республики по осевой линии Мазсалаца — Сигулда — Субате. Она выделяется как Среднелатвийская металлогеническая область и является районом распространения малотитанистых железных руд. По геолого-геофизическим особенностям эта область разделяется на две подобласти: западную Бирзгале-Стайцельскую со сложным мозаичным магнитным полем и Субатскую с линейным узкополосовым полем. В Бирзгале-Стайцельской подобласти в разрезах раннеархейских гранулитовых образований стайцельского и инчукалнского типов распространены осадочно-вулканогенные железисто-кремнистые формации — метабазитовая и марганценовая метаморфированная. В Субатской подобласти, в строении которой участвуют позднеархейские образования амфиболитовой фации метаморфизма, представленные ритмично-слоистым вулканогенно-осадочным разрезом

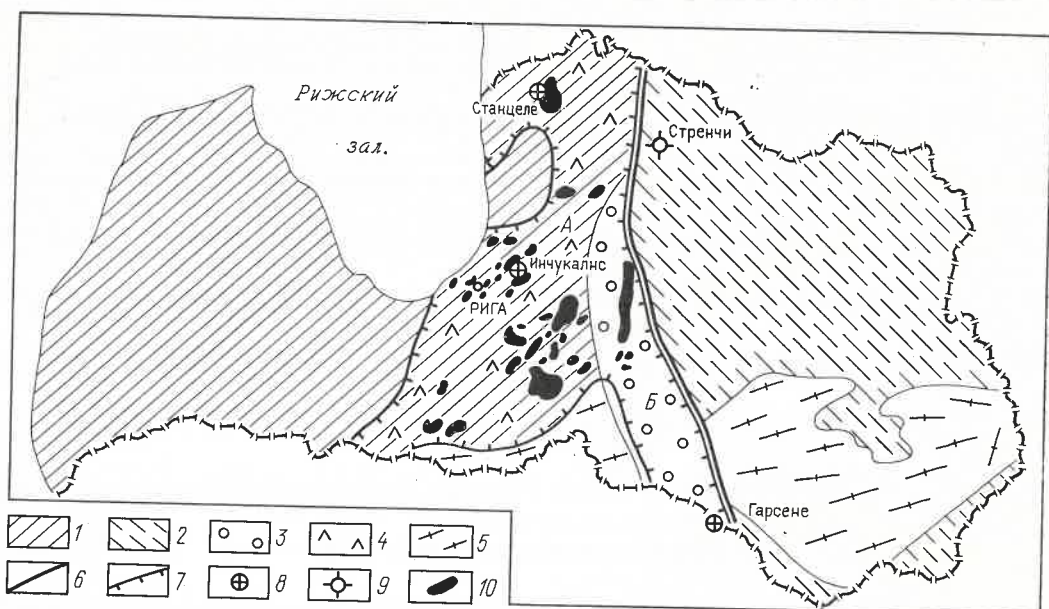


Рис. 2. Схема размещения железорудных месторождений, проявлений и рудоперспективных магнитных тел на территории Латвийской ССР
1 — Рижский протоконтинентальный геоблок; 2 — Тарту-Гулбенская протогеоинклинальная зона; 3 — Субатский прогиб; 4 — область развития комплекса пород с разрезами стайцельского и инчукалнского типов; 5 — Даугавпилсский гранит-мигматитовый по-

яс; 6 — глубинный разлом, разделяющий Рижский геоблок и Тарту-Гулбенскую зону; 7 — граница Среднелатвийской металлогенической области (под-области: А — Бирзгалес-Стайцельская, Б — Субатская); 8 — рудные участки; 9 — точки ильменит-магнетитовой минерализации; 10 — наиболее перспективные магнитные тела

гарсенского типа, развита формация гипогенных богатых железных руд.

В заключение можно дать предварительную прогнозную оценку железных руд. На территории Латвийской ССР распространены легкообогатимые магнетитовые, силикат-магнетитовые и богатые железные руды, которые могут быть пригодны для подземной добычи. Учитывая, что переход к подземному способу добычи является одной из наиболее прогрессивных тенденций в мировой практике горнорудного производства [5, 6], оценка запасов и перспективных ресурсов руд производится до глубины 1500 м. Предварительно на основании данных бурения и количественной интерпретации материалов аэро-, наземной и скважинной магниторазведки запасы и перспективные ресурсы железорудных объектов и наиболее перспективных магнитных тел Среднелатвийской металлогенической области оцениваются в несколько миллиардов тонн. Однако вопрос о возможности их практического использования в настоящее время остается открытым из-за глубокого залегания руд. Запасы и перспективные ресурсы железных руд на территории

Латвийской ССР, по-видимому, следует рассматривать как резервную сырьевую базу промышленности на будущее. Для их уточнения необходимо проведение планомерных геолого-геофизических исследований, глубинного геологического картирования фундамента и поисковых работ, в первую очередь в пределах Среднелатвийской металлогенической области.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бейли Р. В., Джеймс Х. Л. Докембрийские железорудные формации США. — В кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М., Мир, 1975, с. 35—69.
- Быбочкин А. М. Новая классификация запасов. — Разведка и охрана недр, 1982, № 4, с. 37—48.
- Ветренников В. В., Беляшов А. В. Первые данные о природе Субатской магнитной аномалии в Прибалтике. — В кн.: Геология и прогноз твердых полезных ископаемых БССР. Минск, 1982, с. 149—157.
- Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии/А. Я. Биргер, Л. В. Биргер, А. П. Биркис и др. Рига, Зинатне, 1979.
- Железорудные месторождения докембрия Украины и их прогнозная оценка/Я. Н. Белевцев, Ю. М. Епатко, М. И. Веригин и др. Киев, Наукова думка, 1981.

- Оценка железорудных месторождений при поисках и разведках/Г. С. Момджи, И. И. Пастушенко, В. П. Епифанов и др. М., Недра, 1970.
- Основные проблемы геологического строения Русской плиты/К. О. Кратц, А. Н. Берковский, Л. П. Бондаренко, В. Н. Зандер. Л., Наука, 1979.
- Петерсель В. Х. Основные черты геологии и рудоносности кристаллического фундамента южного склона Балтийского щита. Автореф. на соиск. учен. степени канд. геол.-мин. наук. Таллин, Ин-т геологии АН ЭССР, 1976.

- Тектоника Северной Евразии/А. В. Пейве, Л. П. Зоненшайн, А. Л. Книппер и др. М., Наука, 1980.
- Факторы регионального метаморфизма и их роль в образовании и размещении железных руд Белорусско-Прибалтийского региона/Н. А. Корнилов, В. В. Ветренников, Т. Б. Мотуза, В. Х. Петерсель. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Тезисы IV Межведомств. совещ. по проблеме метаморфогенного рудообразования и V Всесоюз. симпозиума по метаморфизму. Винница, 1982, с. 20—23.

УДК 552.321.5 : 553.676 (571.51)

Г. И. КУШНЫРЬ (ВСЕГЕИ)

Строение и асбестоносность Борусского гипербазитового массива (Западный Саян)

О находках асбеста в Борусском массиве впервые упоминает М. А. Усов в 1926 г. В 30-х, конце 40-х и начале 50-х годов, когда в процессе разномасштабной геологической съемки на площади массива было установлено около десяти проявлений асбеста, он в геологической литературе стал рассматриваться в числе объектов, перспективных на хризотил-асбест.

Первые специализированные поисковые работы на асбест были проведены в 1957 г. под руководством М. И. Крынцова, в ходе которых выявлено Енисейское мелкое месторождение с содержанием волокна в рудах 2,35—4,04 %. В последующие годы проводили тематические исследования М. И. Юдин, Н. Л. Добрецов, А. И. Гончаренко, П. П. Кузнецов и др., а также автор в составе асбестовой группы ВСЕГЕИ.

В 1978 г. были начаты планомерные поисково-съемочные работы под руководством Ю. А. Федорова и В. Д. Зальцмана, завершившиеся открытием в 1980 г. Буланташской и Абдырской асбестоносных зон. Их размеры и степень насыщенности волокном свидетельствуют о реальной возможности открытия в Борусском массиве промышленного месторождения хризотил-асбеста. В настоящее время на Буланташской площади ведутся детальные поиски.

Анализ материалов, полученных автором при изучении асбестоносности

массива, с учетом предшествующих исследований, показал, что по характеру метаморфизма гипербазитов и особенностям асбестоносности Борусский массив существенно отличается от всех известных промышленно асбестоносных объектов.

Геологические условия залегания и структура массива. Борусский массив гипербазитов входит в состав одноименного офиолитового пояса Западного Саяна (рис. 1). Это самый крупный гипербазитовый массив пояса и один из крупнейших в Алтае-Саянском регионе. В плане он представляет собой резко вытянутое тело, ориентированное согласно с простираемостью структур вмещающих пород. Контакты массива тектонические, с субвертикальным или крутым (75—80°) юго-восточным, изредка северо-западным падением. Согласно геофизическим данным (Л. Н. Холяндра и др., 1979 г.), общее падение массива на глубине крутое юго-восточное.

Гипербазиты залегают среди вулканогенных и осадочных пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, и представлены в основном кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами и метаэффузивами основного состава чингинской свиты (V—E₁). Подчиненное значение среди них имеют кварц-хлоритовые и карбонат-кварц-хлоритовые актинолитсодержащие сланцы аляштинской толщи [7] верхнего рифея. В юго-вос-



Рис. 1. Схема размещения офиолитовых поясов и положение Борусского массива гипербазитов в структуре Западного Саяна (по данным П. С. Матросова и др., 1974 г.)

1 — позднегеосинклинальные и орогенные прогибы; 2 — офиолитовые пояса (залитое черным — массивы гипербазитов); 3 — выступы доверхнерифейского фундамента: Амыльский (А) и Джебашский (Д); 4 — главные разломы

точной экзоконтактной зоне массива отмечаются единичные тела габбро-амфиболитов и метагаббро [4, 5]. В целом офиолитовая ассоциация слагает здесь относительно узкую (до 10 км) полосу, зажатую между Джебашским и Амыльским блоками более древних — ниже - среднерифейских (В. П. Коробейников, В. М. Исаков, 1965 г.) метасланцев джебашской серии (см. рис. 1).

На юго-западном фланге Борусский массив прорывается Кантегирской интрузией диоритов и плагиогранитов. Небольшое тело аналогичных гранитоидов известно также вблизи северо-западного контакта массива, где оно сопровождается серией даек аплитов и диоритов. В юго-восточной части массива гипербазиты прорываются дайками плагиогранитов и связанных с ними альбититов, жадеититов и натролитсодержащих метасоматитов [3, 5, 7]. Возраст гранитоидов дискуссионен и определяется в интервале от девона (Н. В. Гребенщиков и др., 1972 г.) до среднего кембрия [5].

В отношении структурного положения Борусского массива, как и офиолитового пояса в целом, существуют различные представления. Одни исследователи (А. Г. Сивов, 1953 г.; В. П. Коробейников, В. М. Исаков, 1965 г.; Г. В. Пинус и др., 1958 г.), а также П. П. Кузнецов [4] рассматривают эту структуру как грабен, другие (Н. Н. Херасков, 1979 г.) — как горст-анти-

клинорий, по мнению третьих [5], офиолиты представляют собой аллохтонную пластину, надвинутую с северо-запада на джебашские метасланцы. Автор придерживается первой точки зрения в трактовке П. П. Кузнецова [4], согласно которой офиолитовая ассоциация сформировалась в зоне раздвига в рифейско-кембрийское время. Гипербазиты внедрились в эффузивно-осадочные отложения в виде протрузии — на первом этапе в результате изостатического эффекта, а затем при смыкании Джебашского и Амыльского блоков произошло дополнительное выжимание их в область размыва.

Внутренняя структура Борусского массива характеризуется широким развитием разрывных нарушений, во многом определивших направление и интенсивность вторичных преобразований пород. Выделяются три основные системы нарушений: субмеридиональная, субширотная и северо-восточная (рис. 2). Они фиксируются зонами расщепления, брекчирования и офитизации мощностью от долей метра до десятков метров, а также характерными уступами в рельефе. Эти нарушения, особенно субмеридиональные, четко проявляются в аномальном магнитном поле по зонам высоких градиентов. В ряде случаев по субмеридиональным нарушениям устанавливаются правосторонние сдвиги. Падение зон разломов обычно крутое до субвертикального. В отдельных случаях встречаются разломы с пологим (20—30°) падением.

Вещественный состав массива. В исходном составе Борусского массива резко преобладали перидотиты, что отмечают все исследователи. Однако в результате вторичных изменений первичная природа их была сильно затуманена, поэтому при определении разновидности перидотитов возникают существенные разногласия. М. И. Юдин [7] относит их к гарцбургитам, Н. Л. Добрецов [3, 5] отводит весьма значительную, а А. Г. Сивов (1953 г.) — решающую роль лерцолитам и верлитам. Поскольку исходный состав гипербазитов является важнейшим критерием их рудоносности, очевидно принципиальное значение правильного его определения.

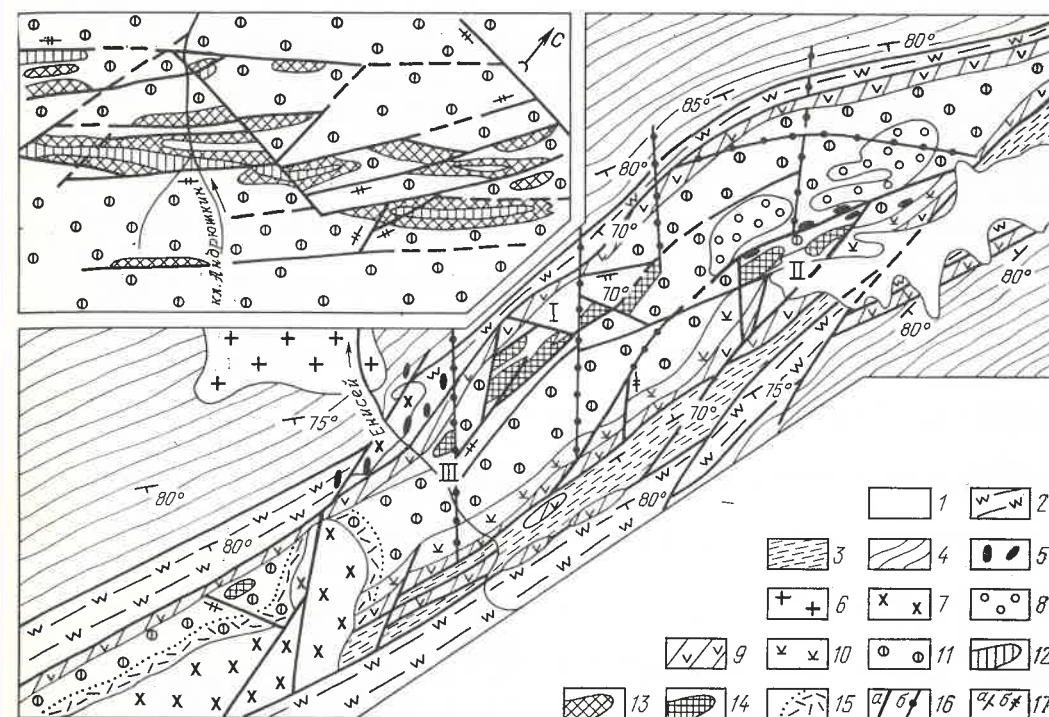


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Борусского массива гипербазитов и Булантаская асбестоносная зона (на врезке), с использованием данных Ю. И. Федорова и Д. В. Залымана (1980 г.)

1 — четвертичные отложения; 2 — сланцы глинисто-углисто-кремнистые, эффузивы основного состава зеленокаменно измененные чингинской свиты (V—E₁); 3 — карбонат-кварц-актинолит-хлоритовые сланцы аляштинской толщи (R₂); 4 — кварц-альбит-серцит-хлоритовые, альбит-хлорит-эпидотовые и другие метасланцы, мраморы, прослои железистых кварцитов джебашской серии (R₁₋₂); 5 — дайки плагиогранитов, диоритовых порфиритов и гранит-аплитов; 6 — граниты биотитовые порфировидные джойского комплекса (D₁₋₂); 7 — диориты и плагиограниты

Кантегирской интрузии (S₁ (?)); 8 — гарцбургиты, реже дуниты, частично серпентинизированные; 9 — серпентиниты расщепленные, местами карбонизированные и оталькованные; 10 — серпентиниты массивные антигоритовые; 11 — антигорит-оливиновые породы, преимущественно апоперидотитовые; 12 — 14 — асбестонность: 12 — типа простых параллельных жил, 13 — сетчатого типа, 14 — нерасчлененная по типам; 15 — зоны тремолитизации и оталькования гипербазитов; 16 — разрывные нарушения, выявленные по геологическим наблюдениям (a) и магнитометрии (b); 17 — элементы залегания слоистости осадочных пород (a) и плоскостей расщепления в гипербазитах (b); асбестонные зоны: I — Булантаская, II — Абдырская, III — Енисейское месторождение

Первичные слабо измененные породы слагают два ядра в северо-восточной части массива (см. рис. 2). Они представлены в основном гарцбургитами, состоящими из оливина, ромбического пироксена — энстатит-бронзита ($n_g=1,684$; $n_p=1,678$; $2V=90^\circ$), единичных зерен диопсида ($n_g=1,708$; $n_p=1,683$; $cNg=38^\circ$) и акцессорного хромшпинелида. Подчиненное развитие имеют дуниты и бронзититы [3, 5].

Вторичные изменения породообразующих минералов различны. По оливину развиваются петельчатый лизардит и (или) антигорит, преимущественно лейстовидный, всегда более поздний, чем лизардит. Степень серпентинизации оливина изменяется от 5—30 % в центральных частях ядер до 50—60 % на их периферии. Ромби-

ческий пироксен замещается иногда тальком, но чаще всего псевдолокнистыми, хлопьевидными, чешуйчатыми и микрозернистыми агрегатами, которые диагностируются как куммингтонитовые, магнетит-куммингтонитовые и магнетит-форстеритовые [2, 3, 5, 7].

Однако данные, полученные автором, не подтверждают наличия куммингтонита в составе псевдоморфоз. Как видно из рис. 3* и табл. 1, лишь в обр. 599^б установлен амфибол, который по эндотермическому эффекту и рентгенограмме ($d=8,48 \cdot 10^{-10}$ и $3,13 \cdot 10^{-10}$ м) относится к ряду тремолит — актинолит. В обр. 246^б и 236^б в качестве главных фаз присутствуют

* Анализы выполнены Б. А. Касатовым.

Таблица 1

Рентгенограммы псевдоморфоз по ортопироксенам

Обр. 599 ^б		Обр. 236 ^б		Обр. 246 ^б		Обр. 603 ^б /2	
d	I	d	I	d	I	d	I
8,48	2	—	—	—	—	—	—
7,18	10	7,30	10	7,29	3	7,29	2
5,10	3	5,10	1	5,10	1	—	—
—	—	—	—	—	—	4,85	<1
—	—	—	—	—	—	4,61	<1
4,53	3	—	—	—	—	—	—
3,89	5	3,89	3	3,89	3	3,89	<1
3,73	3	3,72	1	3,73	1	—	—
3,62	3	3,62	7	3,62	3	3,62	2
3,52	2	3,50	2	3,50	2	—	—
3,40	1	—	—	—	—	—	—
3,25	3	3,24	1	3,24	2	3,23	2
3,13	3	—	—	—	—	—	—
2,99	3	2,98	2	2,99	8	2,99	8
2,94	3	2,94	2	2,95	3	2,95	4
—	—	2,90	1	2,90	1	2,89	4
2,77	6	2,78	4	2,78	5	2,77	<1
2,74	2	—	—	—	—	—	—
2,59	1	2,57	1	2,57	2	2,56	3
2,52	9	2,52	7	2,52	10	2,53	10
2,46	9	2,46	8	2,46	8	2,46	1

Примечания. 1. Состав псевдоморфоз (главные фазы): обр. 599^б — амфибол (тремолит-актинолит), оливин, серпентин; обр. 236^б и 246^б — оливин, серпентин; обр. 603^б/2 — диопсид, серпентин. 2. Анализы выполнены О. Ю. Дубиком на дифрактометре ДРОН-2 (Cu-антикатод, 42 мА, 26 кВ, 2°/мин).

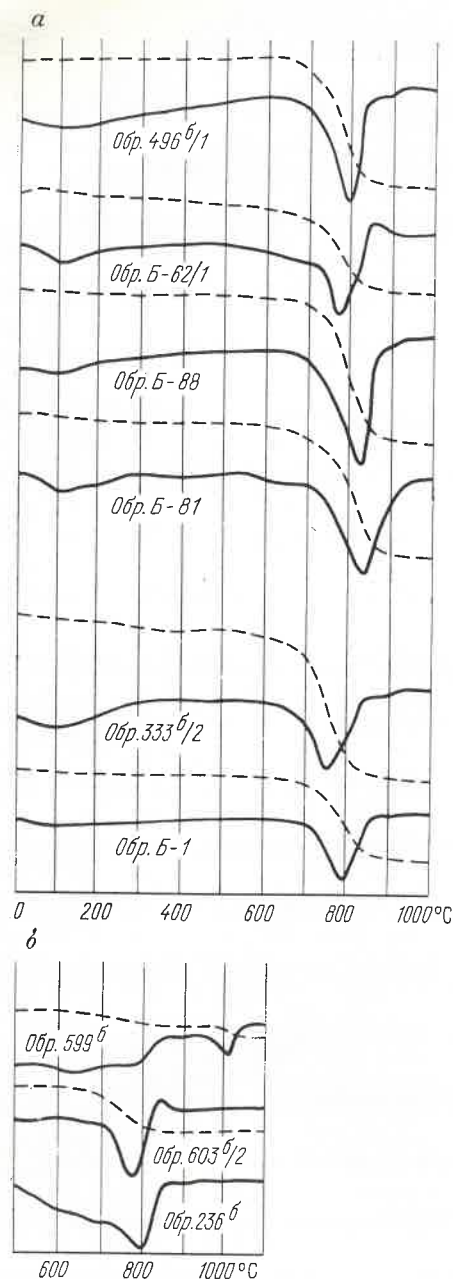


Рис. 3. Дифференциальные кривые нагревания и потери массы (штриховые линии) пород (а) и псевдоморфоз по ортопироксенам (б)

антигорит и оливин, а в обр. 606^б/2 — антигорит и диопсид. Таким образом, для полной ясности в этом вопросе необходимы дополнительные исследования. Ниже, говоря о составе псевдоморфоз, мы будем иметь в виду амфибол, не уточняя его разновидности.

Наиболее распространены в Борусском массиве апоперидотитовые анти-

горит-оливиновые породы, слагающие около 70 % площади массива. Обычно они описываются в литературе как серпентинизированные перидотиты [2, 3, 5, 7].

При микроскопическом исследовании устанавливается, что эти породы состоят из оливина, антигорита и магнетит-серпентин-оливиновых, магнетит-серпентин-оливин-амфиболовых, иногда с диопсидом псевдоморфоз по ромбическим пироксенам. Хромшпинелид в них, как правило, нацело замещен магнетитом.

Оливин основной массы характеризуется рядом особенностей, важнейшими из которых являются: 1) разнообразная — от изометричной до весьма прихотливой — форма зерен; 2) часто неясные очертания зерен (гаснут в виде расплывчатых пятен); 3) насыщенность магнетитом, образующим пылевидные зернышки, дендриты, ветвистые жилки и др.; 4) изменение окраски в проходящем свете от бесцветной до бурой даже в пределах одного зерна; 5) непостоянство железистого компонента в составе оливинов (табл. 2); 6) наличие петельчатых и одиночных жилок магнетита, пересекающих агрегаты оливина. Вероятно, первичномагматические оливины подвергались частичной или полной перекристаллизации с высвобождением железа в форме магнетита. Часть оливина образовалась, по-видимому, в результате дегидратации серпентинитов, от которых остались реликтовые петельчатые жилки магнетита.

В псевдоморфозах по пироксенам оливин образует микро- и мелкозернистые агрегаты изометричных зернышек, слагающих иногда петельчатые жилки [7], удлиненные зерна с параллельными гранями, ограниченными трещинами спайности, реже клиновидные. Магнетит выделяется в виде цепочек вдоль реликтовых трещин спайности, пылевидных и лапчатых агрегатов. Нередко магнетит вытесняется на края зерен пироксенов, образуя прерывистые каймы. Проникая в стороны на различные расстояния, эти магнетитовые каймы искажают первоначальные очертания зерен пироксенов, в результате чего при макроскопическом исследовании антигорит-оливиновых пород на месте пироксе-

нов наблюдаются темные, почти черные пятна неправильной формы.

Пироксены в описываемых породах замещены вторичными образованиями практически нацело. Из нескольких сотен просмотренных шлифов реликты ромбического пироксена наблюдались не более пяти раз. Несколько чаще встречается неизменный диопсид в виде реликтов, а возможно, и новообразований. Это явилось причиной существующих разногласий в диагностике рассматриваемых пород, поскольку название перидотитов определяется, как известно, составом и количественным соотношением породообразующих пироксенов. В этой связи интересно проследить за содержанием окиси кальция в породах. По данным сорока химических анализов, отобранных вкост простирания массива по правому берегу р. Енисей и руч. Андрушкину, содержание CaO изменяется от 0,6 до 1,72 % (среднее 0,77 %, дисперсия 0,53), т. е. нигде не достигает значений, соответствующих перидотитам (Р. Дэли, 1933 г.). Приведенные данные подтверждают представления [7]

о существенно гарцбургитовом исходном составе пород массива, на отдельных участках обогащенных диопсидом.

Антигорит слагает от 10 до 80 % объема характеризуемых пород (см. рис. 3, обр. 496^б/1) и представлен различными морфологическими разновидностями. Взаимоотношения между ними сложные, однако по некоторым признакам можно предположить, что наиболее поздним является лейстовидный антигорит, развивающийся не только по оливино, но и по хризотил-асбесту. Иногда наряду с антигоритом присутствуют лизардит и хризотил, устанавливающиеся в основном термическим анализом (см. рис. 3, обр. Б-62/1).

В сторону контактов массива антигорит-оливиновые породы сменяются массивными и рассланцованными серпентинитами, слагающими сплошную оторочку шириной от 50 до 1000 м. Массивные серпентиниты в основном представлены антигоритовыми разновидностями (см. рис. 3, обр. Б-88), иногда в них встречаются реликты лизардита и хризотила. Существенно лизардитовые серпентиниты установлены лишь

Химический состав оливина и хризотил-асбеста, %

Таблица 2

Компонент	Оливин			Хризотил-асбест		
	гарцбургитов и дунитов	оливин-антигортитовых пород	жилок хризотил-асбеста	Борусского массива	Саянского месторождения, эластичный	месторождения Урала, ломкий
SiO ₂	41,43±0,96 5	42,60±0,50 5	41,50±0,67 6	41,23±0,72 15	40,99±0,17 10	42,14±0,64 10
Al ₂ O ₃	Не обн.			2,14±0,36 15	0,50±0,25 10	0,95±0,37 10
Fe ₂ O ₃	0,05			1,92±0,57 15	1,28±0,49 10	2,00±1,00 10
FeO	8,30±0,37 5	5,58±1,26 5	2,68±0,41 6	0,41±0,23 11	0,92±0,54 9	3,02±0,68 10
MnO	0,12±0,05 4	0,15±0,07 4	0,18±0,07 6	0,02±0,01 11	0,05±0,02 10	0,04±0,02 8
MgO	50,49±0,52 5	51,61±2,27 5	54,92±0,65 6	39,65±0,84 15	41,30±1,37 10	38,67±1,41 10
CaO	0,04 2	0,32±0,20 2	0,08 2	0,14±0,12 12	0,29±0,26 6	0,81±1,10 4
Na ₂ O	Не обн.			0,03±0,01 15	0,04±0,02 9	0,19±0,15 5
K ₂ O	" "			0,03±0,01 7	0,07±0,02 4	0,08±0,06 4
Cr ₂ O ₃	Не опр.			0,04±0,02 3	0,05±0,03 5	0,06±0,07 10
NiO	" "			0,06±0,02 3	0,08±0,04 5	0,12±0,07 7
П. п. п.	" "			13,12±0,51 15	14,45±1,36 10	12,68±0,71 10
f _{общ}	8,44±0,70 5	5,78±1,40 5	2,65±0,40 6	2,72±0,65 15	2,73±1,71 10	5,09±2,13 10

Примечания. 1. В числителе — среднее содержание и дисперсия, в знаменателе — число анализов. 2. Оливин — микрозондовый анализ (железо — валовое содержание окислов), хризотил-асбест — химический анализ. 3. Анализы хризотил-асбеста Саянского месторождения заимствованы у А. К. Сибилева (1979 г.), в четырех анализах установлены также сотые доли процента TiO₂. 4. Анализы ломкого хризотил-асбеста даны по М. В. Соболевой (1972 г.): 8 анализов — Баженовское месторождение, 1 анализ — Джетыгаринское, 1 анализ — Луковское.

на правобережье р. Енисей, вблизи северо-западного контакта массива в зоне шириной около 30 м.

Рассланцованные серпентиниты имеют обычно сложный хризотил-лизардит-антигортитовый, реже существенно антигортитовый состав (см. рис. 3, обр. 333⁶/2 и Б-81, соответственно). В приконтактной зоне они, как правило, карбонатизированы и оталькованы. На отдельных участках (бассейн р. Таловки) в эндоконтакте массива встречаются линзы карбонат-

тальковых и хлорит-тальковых пород мощностью 25—30 м.

В зоне контакта с гранитоидами Кантегирской интрузии гипербазиты тремолитизированы и оталькованы в полосе шириной до 500 м. Наложенный характер этого процесса четко устанавливается по соотношениям талька и в особенности тремолита с оливином и антигортитом.

Асбестонность. Самая крупная в Борусском массиве Булантешская асбестонная зона располо-

жена в северо-западной части массива в верховьях рек Джойской и Кантегирской Сосновок. Она объединяет более 20 залежей асбеста, локализованных в полосе протяженностью около 7 км и шириной 1,5 км (см. рис. 2).

Морфология залежей изучена еще недостаточно. По имеющимся данным, в плане они представляют собой резко вытянутые плито- и линзовидные тела, ориентированные в северо-восточном направлении, в основном согласно с простиранием массива. Падение их крутое (60—80°), преимущественно юго-восточное либо субвертикальное, при этом устанавливается некоторое выполаживание падения в направлении от центра к периферии массива. Падение залежей на глубину, судя по отдельным наблюдениям, носит устойчивый характер, признаков выклинивания не установлено.

Размещение залежей контролируется разрывными нарушениями северо-восточного простирания. Иногда наблюдается срезание и смещение залежей по субмеридиональным и широтным разломам, в таких случаях они приобретают клиновидную форму.

Рудные тела сопровождаются зонами интенсивной офитизации, проявленной в виде поперечно- и продольношестоватых жил мощностью до 10 см, примазок на плоскостях скольжения, сложно изогнутых и желвакоподобных образований офита. Отмеченная особенность проявляется настолько устойчиво, что может быть использована в качестве поискового признака на хризотил-асбест.

В строении рудных тел Булантешской зоны наиболее развиты простые параллельные жилы хризотил-асбеста и сетчатый тип асбестонности. В резко подчиненном количестве встречаются сложные жилы, которые по своей морфологии аналогичны «неразвитым» сложным отороченным жилам [6]. В экзоконтактах рудных тел встречаются единичные прожилки мощностью 5—7 мм и просечки хризотил-асбеста.

Наиболее крупные залежи имеют обычно зональное строение. В центральных частях развиты преимущественно простые параллельные жилы, а на периферии — сетчатый тип асбестонности. Мелкие залежи представле-

ны в основном сетчатым типом асбестонности. Простые параллельные жилы хризотил-асбеста, располагаясь на расстоянии от 1—2 см до 1—1,5 м друг от друга, образуют в залежах асбестонные полосы мощностью от 1—2 до 25 м, разделенные полосами безрудных или слабо насыщенных асбестом пород шириной 2—5 м. Жилы ориентированы согласно с простиранием залежей и имеют близкое или одинаковое с ними падение. Исключения из этого правила редки. Мощность простых жил чаще всего 10—20 мм, максимальная мощность 35—40 мм. Наиболее мощные жилы содержат, как правило, просечки, нарушающие сплошность волокна.

В сетчатом типе асбестонности по мощности прожилков и величине ячеек могут быть выделены мелко- и крупносетчатые руды, однако при современном состоянии изучения провести такое расчленение в большинстве случаев затруднительно.

По содержанию волокна сетчатые руды значительно уступают рудам из зон развития простых параллельных жил. По данным опробования, проведенного в залежи 5, среднее содержание асбеста в зоне развития параллельных жил 4,80 % АК—VI сортов, в том числе 0,62 % АК—III сортов, тогда как в зоне сетчатых руд оно равно 2,28 и 0,09 % соответственно. Еще более значительное расхождение наблюдалось автором в залежи 1, которая состоит из трех сближенных асбестонных полос мощностью около 10 м каждая. Средняя из них представлена параллельными жилами, краевые — сетчатым типом асбестонности. Содержание асбеста в средней полосе не менее 25 % по линейному методу, в краевых оно не превышает 1,5—2 % по глазомерной оценке.

По внутреннему строению жил асбеста выделяются поперечно- и косо-волокнистые разновидности, причем последние количественно преобладают. В зонах брекчирования встречаются прожилки с почти продольным расположением волокон. Характерны многократные коленчатые перегибы волокон в жилах. Линии перегибов ориентированы обычно под некоторыми углами к зальбандам жил, реже параллельно зальбандам.

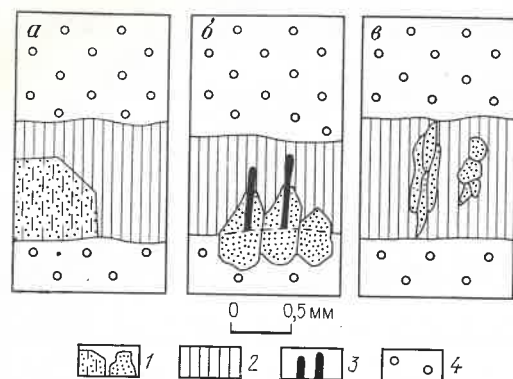


Рис. 4. Характер соотношений вторичного оливина с хризотил-асбестом

а — реликтовая штриховка в оливине на продолжении волокон асбеста, б — включения столбчатого реликтового магнетита в зернах оливина, в — развитие линзовидных и изометрических зерен оливина по хризотил-асбесту. 1 — оливин; 2 — хризотил-асбест; 3 — магнетит; 4 — антигорит-оливиновая порода

На месторождениях хризотил-асбеста баженковского подтипа различные типы руд характеризуются не только особенностями жилкования, но и составом вмещающих жилы пород [1, 6]. Так, руды мелкосетчатого типа приурочены исключительно к серпентинитам, крупносетчатого — к серпентинитам с ядрами перидотитов, а простые и сложные отороченные жилы размещены обычно среди перидотитов с полосами серпентинитов, причем серпентиниты здесь слагают оторочки жил.

В Борусском массиве в пределах описываемой зоны прожилки асбеста независимо от типа жилкования размещены среди оливин-антгоритовых пород и при этом не имеют серпентинитовых оторочек. При микроскопическом исследовании установлено, что волокна хризотил-асбеста контактируют с оливином непосредственно без каких-либо переходных зон. Часто по краям жилок асбеста с одной или двух сторон нарастают зерна оливина, проникающие внутрь жилок на различную глубину, вплоть до полного их пересечения, свидетельствуя о том, что этот оливин образовался позже асбеста и за счет асбеста*. Некотор-

* Впервые развитие оливина по хризотил-асбесту в Борусском массиве установил М. И. Юдин [7], судя по приведенной микрофотографии, хотя он и назвал асбестовый прожилок серпентитовым. Позже этот процесс описал А. И. Гончаренко [2].

рые примеры развития оливина по асбесту приведены на рис. 4. Характерно, что железистость оливина, выделенного из жилок асбеста, практически равна железистости асбестовой матрицы (см. табл. 2).

Серпентин в асбестовмещающих породах представлен в основном только антигоритом, среди которого изредка встречаются лизардит в виде полуизотропной модификации или нечетких реликтов шнуров и хризотил, слагающий тонкие поперечноволоконистые (ворсистые) прожилки или небольшие линзочки. Иногда присутствие хризотила и лизардита в экзоконтактах прожилков асбеста устанавливается только термическим анализом (см. рис. 3, обр. Б-1).

Абдырская асбестоносная зона находится в юго-восточной части массива в верховьях рек Абдыр и Голованская Сосновка. Она объединяет три относительно крупные ($1-1,5 \times 0,05-0,1$ км) и ряд более мелких асбестоносных полос, прослеживающихся в восток — северо-восточном направлении на протяжении около 5,5 км, приблизительно повторяя контуры перидотитовых ядер. Вдоль северной стороны зоны размещены дайки плагиогранитов и их метасоматических производных — жадеититов, альбититов и натролитовых пород.

По масштабам и интенсивности асбестизации Абдырская зона значительно уступает Буланташской. Она состоит из ряда сближенных залежей, с более или менее равномерной асбестизацией, разделенных блоками безрудных или слабоасбестоносных пород. Ширина залежей изменяется от 5—10 до 50—70 м, протяженность достигает первых сотен метров.

В строении рудных тел наряду с простыми жилами широко развиты сложные жилы в типичном их выражении. Сетчатый и мелкопрожилковый типы асбестоносности менее характерны. Мощность сложных жил 10—20, реже 40—50 см, в отдельных случаях достигает 1,2 м.

В Абдырской зоне жилы асбеста размещены не только среди антигорит-оливиновых пород, но и среди серпентинитов, сложенных преимущественно лейстовидным антигоритом. Эти серпентиниты возникли в процессе

пострудной антигоритизации, на что указывает, в частности, развитие лейстовидного антигорита по хризотил-асбесту.

Енисейское месторождение расположено на правом берегу р. Енисей, в 0,7 км от северо-западного контакта массива. Оно представлено тремя небольшими залежами, расположенными субпараллельно на расстоянии 100 и 200 м друг от друга. Простирается залежей северо-восточное ($45-50^\circ$), падение крутое (70°) юго-восточное.

Рудные тела сложены антигорит-оливиновыми породами, нередко брекчированными, с простыми параллельными жилами и сетчатым типом асбестоносности. Мощность прожилков асбеста преимущественно 5—20 мм. Содержание волокна по залежам варьирует от 2,35 до 4,04% (М. И. Крынцов и др., 1958 г.).

За пределами залежей на площади ($0,7-0,8$) $\times$ 0,5 км² встречаются единичные прожилки хризотил-асбеста мощностью 5—7 мм. Местами они сгущаются, образуя полосы ($100-300$) $\times$ ($5-20$) м, с убогой по содержанию волокна асбестоносностью.

Остальные довольно многочисленные асбестопроявления Борусского массива представлены либо сериями (из 3—5-ти) параллельных жил мощностью 8—10 мм, либо сетчатым типом асбестоносности, развитым на участках протяженностью десятки, реже первые сотни метров.

Хризотил-асбест Борусского массива по петрохимическим характеристикам занимает промежуточное положение между эластичным и ломким асбестами, но стоит значительно ближе к первому. От эластичного асбеста Саянского месторождения (см. табл. 2) борусский асбест отличается лишь более высоким содержанием Al_2O_3 и несколько пониженным MgO , тогда как в сравнении с типично ломкими разновидностями содержит больше Al_2O_3 и MgO , меньше SiO_2 и почти вдвое меньше железистого компонента. Последнее весьма важно, так как от величины железистости асбеста зависят его диэлектрические свойства. По физико-механическим свойствам (прочности на разрыв, степени упругости и ломкости, характеру разрыва

пучка волокон) и термографическим характеристикам борусский асбест приближается к полумоким и ломким сортам.

Пониженные физико-механические характеристики борусского хризотил-асбеста безусловно ограничат круг областей возможного его применения, однако обоснованное заключение по этому вопросу может быть сделано после всесторонних лабораторных и технологических испытаний руд и асбеста.

Следовательно, можно сформулировать основные выводы.

1. В исходном составе Борусского массива резко преобладали гарцбургиты и подчиненные им дуниты, т. е. породы потенциально асбестоносной дунит-гарцбургитовой формации, претерпевшие впоследствии интенсивные вторичные изменения, вплоть до преобразования во вторичные антигорит-оливиновые породы на значительной площади.

2. По отношению к рудогенезу процесс метаморфизма гипербазитов подразделяется на два этапа — дорудно-рудный и пострудный. Первый проявился в основном в серпентинизации исходных перидотитов и дунитов и протекал в общих чертах по известной схеме [1]: лизардитизация первой стадии и ранняя антигоритизация оливина с одновременными (?) амфиболизацией и оталькованием пироксена — лизардитизация второй стадии — хризолитизация и хризотил-асбестизация.

Пострудный метаморфизм проявился главным образом в оливинизации и антигоритизации уже частично серпентинизированных перидотитов и серпентинитов первого этапа и образовании за их счет антигорит-оливиновых пород и перекристаллизованных антигоритовых серпентинитов. Последние в зоне контакта массива подверглись частичной карбонатизации, оталькованию и хлоритизации.

По существующим представлениям [5; Г. А. Денисова, 1982 г.], антигорит-оливиновые породы образуются при прогрессивном метаморфизме в условиях хлоритоидной субфации. Процесс протекает в условиях относительно высоких ($400-500^\circ C$) температур и дифференциального стресса,

Таблица 3
Сравнительная характеристика морфогенетических подтипов месторождений хризотил-асбеста, связанных с породами дунит-гарцбургитовой формации

Признак	Подтип				
	баженковский	лабинский	брдинский	карачаевский	борусский
Морфология и условия локализации залежей	Чашеобразные и линзовидные симметричные (концентрически зональные) и асимметричные, приуроченные к зонам контактов ядер частично серпентинизированных пород и массивных серпентинитов	Жило- и лентообразные, приуроченные к дайкам и приконтактным частям массивов	Вытянутые линзовидные, связанные с разломами, сопровождающимися иногда дайками гранитоидов	Резко вытянутые, лентообразные, локализованные в зонах смятых и расщепленных серпентинитов	Плито- и линзовидные, приуроченные к зонам разрывных нарушений внутри массивов. Связь с ядрами частично серпентинизированных пород в большинстве случаев не устанавливается
Размер залежей: мощность протяженность	200—300 м 3000—4000 м	Единицы метров До сотен метров	Десятки метров Сотни метров	200—300 м До 4000 м	100—200 м 1500—1700 м
Преобладающий тип асбестонности	Простые и сложные отороченные жилы, крупная и мелкая сетка прожилков	Одиночные сложные жилы	Мелкая сетка и серии маломощных прожилков	Уплощенная сетка прожилков продольно- и косоволокнистого строения	Простые параллельные (без оторочек серпентинита) и сетчатые жилы поперечно-косоволокнистые
Строение прожилков поперечноволоконистое					
Асбестовмещающие породы	Перидотиты, частично серпентинизированные, с полосами серпентинитов и серпентиниты массивные лизардит-хризотил-овые, антигорит-хризотил-овые, хризотил-лизардитовые	Серпентиниты преимущественно лизардитовые	Серпентиниты лизардитовые и антигорит-хризотил-лизардитовые	Серпентиниты хризотил-лизардитовые, хризотил-антигорит-лизардитовые переметные, расщепленные	Антигорит-оливиновые породы, изредка серпентиниты антигоритовые
Качество асбеста	В основном эластичный			Эластичный и ломкий, в тесном сравнении с немалитом	Полуломкий и ломкий

которые и определили, по-видимому, ухудшение механических свойств борусского хризотил-асбеста.

В строении асбестоносных зон Борусского массива наряду с общими особенностями — широким развитием в залежах асбеста простых параллельных жил, антигорит-оливиновым составом асбестовмещающих пород и отсутствием серпентинитовых оторочек жил асбеста — намечаются и определенные различия. Так, структурный

план Буланташской зоны и участка Енисейского месторождения, представляющих собой по существу единое рудное поле, целиком определяется сочетанием нескольких систем нарушений, одной из которых (северо-восточной системой нарушений) контролируется размещение большинства залежей асбеста. В Абдырской асбестоносной зоне в размещении рудных тел устанавливается некоторая соподчиненность контурам

перидотитовых ядер и пространственная связь с дайками плагиогранитов.

3. Волокно хризотил-асбеста по петрохимическим характеристикам приближается к сортам нормальной прочности, а по физико-механическим свойствам относится к ломким и полуломким разновидностям. Специфическая его особенность — повышенное содержание глинозема.

Таким образом, по особенностям размещения и внутреннего строения рудных тел преобладающим типам асбестонности, составу асбестовмещающих пород и качественным характеристикам волокна асбестоносные зоны Борусского массива не имеют полных аналогов в известной классификации [1, 6]. Для целей прогнозирования в рамках существующей классификации целесообразно выделить самостоятельный борусский подтип месторождений хризотил-асбеста (табл. 3). Отмеченные признаки уже сейчас могут быть использованы для оценки асбестонности гипербазитов в ходе поисковых и съемочных работ. В дальнейшем, при разработке обобщенных критериев прогнозирования месторождений борусского подтипа, главное внимание следует уделить структурно-тектоническим факторам, обусловившим особый геодинамический режим становления массивов и эволюцию метаморфизма гипербазитов, предопределивших, в свою очередь, масштабы оруденения, качество и сохранность асбеста.

Не исключено, что борусский подтип месторождений в генетическом смысле представляет собой исходный баженковский подтип, который из-за

интенсивного пострудного метаморфизма лишился своих главных отличительных признаков.

Асбестопроявления выделяемого подтипа установлены в Березовском и некоторых других массивах Борусского пояса. Открытие их возможно в ряде массивов Восточно-Тувинского и Каахемского гипербазитовых поясов Тувы, в Восточном Саяне, Чульчинском массиве Горной Шории и др., где по предварительным данным тип метаморфизма гипербазитов близок метаморфизму пород Борусского массива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артемов В. Р. Условия образования и закономерности размещения месторождений хризотил-асбеста. М., изд. ВИЭМС, 1975.
2. Гончаренко А. И. О новых проявлениях хризотил-асбеста в гипербазитах хребта Борус (Западный Саян). — В кн.: Геологические формации Сибири и их рудоносность. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1981, с. 193—199.
3. Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбититов хребта Борус (Западный Саян). — Тр. ИГГ СО АН СССР, 1963, вып. 15, с. 242—315.
4. Кузнецов П. П. Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Наука, 1980.
5. Петрология и метаморфизм древних офиолитов. Ред. В. С. Соболев, Н. Л. Добрецов. Новосибирск, Наука, 1977.
6. Татаринов П. М. Генетические типы месторождений хризотил-асбеста. — В кн.: Месторождения хризотил-асбеста СССР. М., Недра, 1967, с. 16—25.
7. Юдин М. И. Гипербазиты хребта Борус и особенности серпентинизации их. — В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., Наука, 1965, с. 197—231.

УДК 553.463(571.54/.55)

А. Д. СЕРГЕЕВ, Б. М. ТУНИН (ЗабНИИ)

Новый тип вольфрамового оруденения в Забайкалье

Вольфрамовые месторождения Забайкалья и их основные промышленные типы широко охарактеризованы в литературе и не требуют дополнительного обзора [3, 6]. По нашему мнению, перспективы развития сырьевой базы вольфрама в Забайкалье в настоящее время в значительной степени связаны с необходимостью поисков и изучения рудных объектов шеелитового типа. Новый для Забайкалья кварц-силикатно-шеелитовый тип вольфрамо-

вого оруденения установлен авторами в северо-западной части Балейского рудного района в пределах Априлковского и Кангинского рудных узлов.

В данном районе с 1928 г. известны значительные коренные рудопоявления жильного кварц-шеелитового типа, однако до последнего времени достаточно аргументированной оценки перспектив его в отношении шеелитового оруденения высказано не было.

В региональном структурном плане рассматриваемая площадь располагается в зоне влияния долгоживущего (с архея) Монголо-Охотского глубинного разлома, в северо-западном обрамлении Борщевочного антиклинария (гранито-гнейсового купола), на стыке Становой и Борщевочно-Агинской структурно-формационных зон.

Отмечается четкая приуроченность вольфрамового оруденения к метаморфическим породам сланцево-карбонатной и вулканогенно-зеленокаменной формаций верхнепротерозойского возраста (кулиндинская свита), активизированным в верхнепалеозойское (карбоновые гранитоиды удинского комплекса) и верхнеюрское (граниты борщевочного комплекса и юрские эффузивы) время. В целом верхнепротерозойские образования слагают троговую структуру (Шилкинский шовный прогиб) вдоль сочленения указанных выше структурно-формационных зон.

Общим для всех известных шеелитовых проявлений района является их пространственная приуроченность к ближайшим экзоконтактовым зонам тел юрских гранитоидов или локализация в удалении 1—3 км от них в контактово-метаморфизованных породах. Ни одно из значительных проявлений вольфрама не локализуется в гранитоидах. Все они непременно сопровождаются содержаниями шеелита в отложениях дренирующих водотоков, эндогенными и экзогенными (вторичными) ореолами рассеяния вольфрама аномального характера.

В пределах Апрельковского рудного поля известная с 1935 г. шеелитовая минерализация в виде незначительных шеелито-кварцевых жил, залегающих среди верхнепротерозойских метаморфических образований, приурочена к зонам контактов этих пород с граносиенитами верхнеюрского возраста. Последние образуют в северной части рудного поля ряд штоко- или дайкообразных интрузивных тел площадью до 1 км². Наиболее крупное из них — Таловский массив — локализуется в тектонически ослабленном участке в зоне контакта диоритов удинского комплекса с метаморфическими породами кулиндинской свиты (биотитовые плаггиогнейсы, амфиболиты, амфиболовые сланцы, кварциты).

С массивом пространственно связаны дайки граносиенит-порфиров; судя по характеру магнитного поля и другим признакам, это сателлиты единого интрузивного тела. Граносиениты наряду с монцит-диоритами, небольшие штоки которых развиты к северу от Таловского массива, являются, по-видимому, интрузивными дифференциатами единой магмы монцит-диоритового состава. По петрографическому и химическому составу они близки к породам шахтаминского интрузивного комплекса Восточного Забайкалья. На площади участка незначительно развиты также дайки лампрофиров и пегматитов верхнепалеозойского возраста. Образования рудного комплекса представлены шеелито-кварцевыми и золотоносными сульфидно-кварцевыми жилами. На участке известно до двух десятков шеелито-кварцевых жил, они характеризуются групповым распространением, незначительными размерами и невысоким содержанием шеелита. В составе жил отмечены также полевые шпаты

и серицит. Они локализованы в полосе северо-восточного простирания шириной до 1 км, часто сопровождаются развитием во вмещающих породах большого числа кварцевых прожилков с шеелитовой или сульфидной минерализацией.

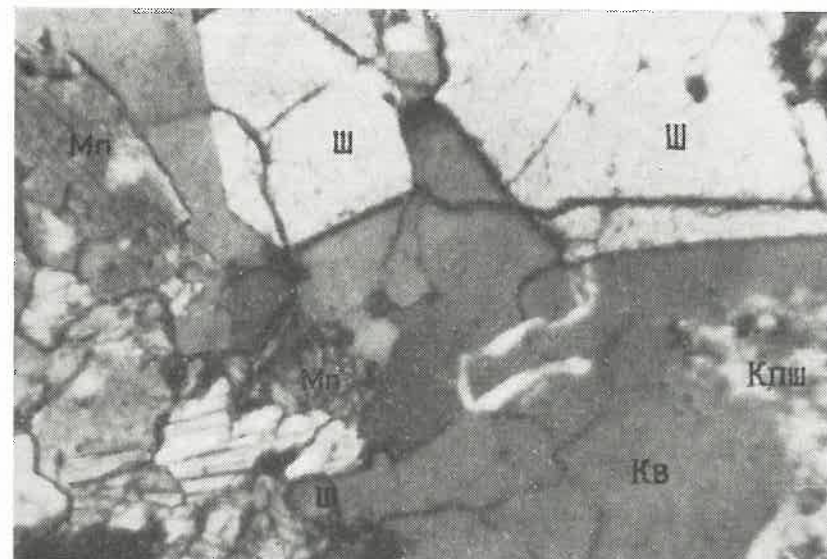
Участки развития таких жил сопровождаются также значительно более широкими по площади шлиховыми ореолами шеелита до практически значимых (500—700 г/м³) его концентраций в аллювиальных отложениях. Локальная шеелитоносная площадь, по данным металлометрической съемки, характеризуется также вторичными аномальными ореолами рассеяния вольфрама, местами аномально золотоносностью, контрастными ореолами мышьяка интенсивностью 0,01—0,1 % и сурьмы — до 0,02 %.

Наряду с охарактеризованной минерализацией жильного типа авторами установлен принципиально иная по составу и характеру прожилково-вкрапленная шеелитовая минерализация в метасоматически измененных биотит-амфиболовых сланцах и амфиболитах, развитая в околоинтрузивной зоне граносиенитового массива. На одном из таких участков (рудопоявление Амфиболитовое) шеелитоносные метасоматиты представлены пироксен-полевошпат-кварцевыми, кварц-полевошпат-эпидотовыми и т. п. новообразованными породами, продуктами изменения амфиболитов. При этом синие-зеленая роговая обманка исходных пород ($cNg=20-23^\circ$) обычно замещается вторичными актинолитом, биотитом, карбонатом, кварцем, хлоритом, а по плаггиоклазу развиваются эпидот-цоизит, микроклин, серицит или мусковит.

В других случаях развивается пироксен-кварцевая ассоциация с бесцветным моноклинным пироксеном ($cNg=38-43^\circ$) и реликтовыми минералами амфиболита. Шеелит (рисунок) образует неравномерную вкрапленность мелких (0,03—2 мм) подчеркнуто идиоморфных дипирамидальных зерен в ассоциации с кварцем, новообразованным сфеном, апатитом или ксеноморфные зернистые выделения в эпидотизированном амфиболите. Минералогическим анализом проб-протоколов шеелитоносных пород помимо породообразующих минералов установлены содержания шеелита, апатита, а также периклаза, ильменита, самородной сурьмы, арсенирита и в небольших количествах пирит, турмалин, магнетит, циркон, халькопирит. Из отмеченных минералов симптоматично присутствие самородной сурьмы — типоморфного минерала многих шеелитовых месторождений стратиформного типа и, с другой стороны, — периклаза как индикатора контактово-метасоматических образований.

К охарактеризованной шеелитоносной породе, слагающей, по-видимому, сложные по форме зоны измененных пород, мощность которых по фрагментарным наблюдениям достигает нескольких метров, примыкают относительно менее измененные сланцы и амфиболиты, разбитые многочисленными мелкими прожилками кварца или микрограносиенита. Химическим анализом шеелитоносных пород (помимо вольфрама) установлены примеси меди, молибдена, цинка и сурьмы.

На другом участке шеелит отмечен в скалоподобных кварц-хлорит-андрадитовых мета-



Шеелит в кварц-пироксен-полевошпатовом метасоматите

Кв — кварц, Ш — шеелит, Мп — моноклинный пироксен, Кпш — калиевый полевой шпат. Ув. 25, с. анализ.

соматических образованиях среди эпидотизированных амфиболовых сланцев, прорванных кварцевыми прожилками.

В полевых условиях шеелитоносные породы фиксируются люминесцентным анализом: в ультрафиолетовых лучах для шеелита характерно ярко-голубое свечение. Вместе с тем встречаются выделения шеелита с желтым свечением. Спектральный анализ последнего показал существенные примеси магния, кремния, алюминия и железа, связанные скорее всего с механическими микровключениями, а также примеси других элементов: церия, титана, бария, молибдена, иттрия, циркония, меди, марганца, олова. По содержанию типоморфной примеси молибдена характеризующий шеелит идентичен шеелиту Пешковского месторождения, известного в рассматриваемом районе как типичное кварцево-жильное, а также шеелиту известного на Дальнем Востоке скарново-грейзенового месторождения Восток-2 [2] и резко отличается от шеелита из Быстринского скарнового месторождения Забайкалья, характеризующегося значительно более высокой примесью молибдена.

Аналогичная по составу и характеру шеелитовая минерализация установлена нами также на площади Кангинского пегматитового поля. Здесь шеелит обнаружен с помощью люминесцентного анализа и при микроскопическом изучении образцов метасоматически измененных амфиболитов. Ксеноморфные выделения шеелита размером до 3—5 мм ассоциируются в шлифах с кальцитом, скаполитом, актинолитом, кварцем и наблюдаются в составе плаггиоклаз-пироксеновых прожилковидных образований в амфиболите. Бесцветный пироксен (диопсид-салит, $cNg=38-40^\circ$) — распространенный на этом участке породообразующий минерал амфибол-пироксен-полевошпатовых метасоматических пород. Скаполит с высоким двупреломлением по оптическим

свойствам близок к мейониту. Содержание вольфрама в измененных породах подтверждено химическим анализом штучных проб мелкозернистых измененных амфиболитов, встречающихся в пределах обширного поля амфиболовых сланцев и амфиболитов. Последние прорваны здесь единичными пегматитовыми жилами с редкометальной минерализацией.

В связи с приведенными данными приобретает совершенно иной характер и требует иного подхода также шеелитовая минерализация, известная в рассматриваемом районе на Каменском рудопоявлении, тяготеющем к Апрельковскому рудному узлу. В геологическом отношении рудопоявление располагается в осевой части Теленгуйской антиклинали в пределах наиболее приподнятых тектонических блоков, сложенных докембрийскими осадочно-метаморфическими породами и лейкократовыми инъекционными гранитами, диоритами и гранодиоритами среднепалеозойского возраста. Позднее эти породы также прорваны штокообразными телами верхнеюрских лейкократовых гранитов борщевочного комплекса. Три небольших штока таких гранитов обнажаются в 2—3 км от рассматриваемого участка.

По геофизическим данным участок характеризуется локальной отрицательной аномалией магнитного поля. Учитывая приведенные ниже сведения о характере рудной минерализации, не исключено наличие здесь еще одного нескрытого интрузивного тела, в надинтрузивной части которого локализовано Каменское рудопоявление. Последнее включает две шеелито-кварцевые жилы мощностью до 0,8 м с редкой незначительной вкрапленностью шеелита и флюорита, залегающих среди слюдиисто-кварц-полевошпатовых сланцев кулиндинской свиты.

На площади рудопроявления установлены вторичные ореолы рассеяния вольфрама, совмещенные с ореолами мышьяка, олова, сурьмы, молибдена. Кроме того, здесь на локальной площади установлены аномальные по характеру первичные совмещенные ореолы рассеяния вольфрама, олова, бора, висмута, мышьяка, меди, сурьмы и свинца, а также руды. Вмещающие породы представлены в основном слюдясто-кварцевыми, часто существенно турмалиновыми сланцами с признаками их интенсивного гидротермально-метасоматического преобразования. Отмечается развитие микроскопических прожилков кварца, мусковита, турмалина, флюорита с акцессорным касситеритом. Последние образования приобретают характер редкометальных грейзенов, развитых по метаморфическим породам.

Люминесцентным анализом в образцах измененных сланцев зафиксирован мелкокрапленый шеелит. При систематическом прослеживании выделяются широкие полосы пород с рассеянной шеелитовой минерализацией, вытянутые согласно с северо-восточным простиранием метаморфической толщи.

Минералогическим анализом протолочных проб подтверждено площадное распространение шеелита в измененных метаморфических породах. В них установлены значительные содержания магнетита, мартит-гематита и гидроокислов железа (до 150 кг/т), шеелита, турмалина (30—40 % породы), а также флюорита, пирита, висмута, апатита, циркона. В небольших количествах отмечаются галенит, арсенопирит, малахит, касситерит, сфалерит, молибденит, борнит-халькозин и др. Повышенное содержание в пробах с шеелитом гидроокислов железа (вероятно, обусловленное разложением пирита и других сульфидов в гипергенных условиях) позволяет связывать наблюдаемую зону окисления типа железной шляпы с наличием здесь нескрытого первичного сульфидного оруденения штокерского характера. Обработка полученных авторами данных по первичным геохимическим ореолам рассеяния вольфрама и сопутствующих элементов сульфидной и редкометальной ассоциации свидетельствует о том, что для шеелитоносных сланцев участка существует тесная положительная корреляционная связь вольфрама с медью. Намечается определенная геохимическая связь между шеелитоносными сланцами и кварцевыми жилами рудопроявления, что позволяет объяснять генезис шеелитовой минерализации процессами широкого площадного гидротермально-метасоматического изменения пород метаморфической толщи в пределах локальной тектонически ослабленной зоны. Соответственно рудную минерализацию характеризующего участка можно рассматривать как проявление существенно шеелитоносного (надинтрузивного?) штокерка, по своим особенностям пока не имеющего аналогов в Забайкалье.

По совокупности охарактеризованных выше предварительных признаков Каменское рудопроявление можно отнести к молибден-вольфрамовой группе кварц-силикатно-вольфрамовой (штокерской) рудной формации [1], аналоги которой известны в Центральном Казахстане. Близким аналогом рассмотренных выше Амфиболитового и Кангинского рудо-

проявлений, очевидно, служат месторождения и гранитизации, интрузивного магматизма, на Северном Кавказе [1, 5]. Последнее относительно структурно-литологических и геохимических силось вначале к жильному морфологическо-барьеров и других факторов рудоотложения му типу, но получило затем совершенно иную характеристику в связи с открытием нового предварительной информации охарактеризованного шеелитового оруденения, локализованного в выше условия развития вольфрамового в полосе сопряжения кварцевых прожилков оруденения могут быть приняты в основу поисковых критериев для выделения в Забай-

калье районов с аналогичным оруденением. Наряду с охарактеризованными рудопроявлениями наиболее известное Пешковское ше. Таким образом, можно сделать следующие выводы. В северо-западной части Балейского элиноносной кварцевой жилой в протерозойского района развития закономерная серия сланцев метаморфических сланцах и известняках рудопроявлений вольфрама, представленных, по своим характерным особенностям, по нашему мнению, отличается от широко известных типов вольфрамового оруденения Забайкалья, кварц-силикатно-шеелитовым оруденением гидротермально-метасоматического характера, локализованного в метаморфических породах за пределами гранитоидных массивов.

Оруденение развивается в протерозойских метаморфических породах сланцево-карбонатного типа. В северо-западной части Балейского элиноносной кварцевой жилой в протерозойского района развития закономерная серия сланцев метаморфических сланцах и известняках рудопроявлений вольфрама, представленных, по своим характерным особенностям, по нашему мнению, отличается от широко известных типов вольфрамового оруденения Забайкалья, кварц-силикатно-шеелитовым оруденением гидротермально-метасоматического характера, локализованного в метаморфических породах за пределами гранитоидных массивов.

Оруденение развивается в протерозойских метаморфических породах сланцево-карбонатного типа. В северо-западной части Балейского элиноносной кварцевой жилой в протерозойского района развития закономерная серия сланцев метаморфических сланцах и известняках рудопроявлений вольфрама, представленных, по своим характерным особенностям, по нашему мнению, отличается от широко известных типов вольфрамового оруденения Забайкалья, кварц-силикатно-шеелитовым оруденением гидротермально-метасоматического характера, локализованного в метаморфических породах за пределами гранитоидных массивов.

Изучению подобного оруденения в СССР и за рубежом в последнее время уделяется особое внимание, и охарактеризованные в литературе примеры месторождений многочисленны и разнообразны. В трактовке их генезиса наряду с признанием определенной (решающей, либо только активизирующей) роли магматических факторов рудообразования часто проявляется тенденция подчеркивать также значительную роль первичной вольфрамоносности осадочно-метаморфических формаций, вмещающих вольфрамовое оруденение. Допущение последующей мобилизации вольфрама в связи с процессами регионального метаморфизма и гранитизации позволяет, таким образом, приходиться к выводам о гидротермально-метаморфогенном генезисе и стратиформном характере оруденения [4 и др.]. В данном случае мы из-за недостатка материала вопрос об источнике вольфрама оставляем открытым. Не вызывает сомнений тесная пространственная связь оруденения с верхнеюрскими гранитоидами гипабиссальной штоковой фации. В целом же проблема роли последовательно проявленных процессов метаморфиз-

прожилки, локальные шлиховые ореолы шеелита в аллювиальных отложениях водотоков, а также вторичные и первичные аномальные геохимические ореолы рассеяния вольфрама в сочетании с ореолами мышьяка, сурьмы, меди и других сопутствующих элементов.

По геотектонической позиции, связи с геологическими формациями, фациям метаморфизма, морфологии рудопроявлений, их минеральному составу и другим признакам рассмотренное шеелитовое оруденение относится к новому для Забайкалья кварц-силикатно-шеелитовому вкрапленно-прожилково-метасоматическому типу, аналоги которого известны в Казахстане, на Кавказе и в других регионах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апельцин Р. Ф., Павлов Е. С. Разработка критериев прогнозирования и оценки вольфрамовых месторождений. — Экспресс-информация. ВИЭМС. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых, 1979, № 5, с. 1—22.
2. Иванов Ю. Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М., Недра, 1974.
3. Новые данные по геологии, критериям поисков и оценки вольфрамового оруденения Забайкалья. Под ред. Б. С. Чернова. М., изд. ВИС, 1980.
4. О стратиформном шеелитовом оруденении в Северном Казахстане/А. П. Гуляев, Н. Х. Адамян, Д. Х. Фатхутдинов и др. — Геология рудных месторождений, 1982, № 6, с. 52—61.
5. Твалчрелидзе Г. А. Рудоносность докембрийских комплексов Кавказа. — Геологический журнал, 1982, т. 42, № 2, с. 32—35.
6. Условия образования и критерии поисков промышленных вольфрамовых месторождений Забайкалья. Под ред. Б. С. Чернова. М., изд. ВИС, 1976.



ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

УДК 551.311.8 : (479.24)

А. И. АЛИЕВ, М. М. РЗАЕВ (Гипроморнефтегаз)

Газоносность больших глубин и грязевой вулканизм Южно-Каспийской впадины

Грязевой вулканизм — одно из интереснейших явлений природы, проявляющееся в специфических условиях развития земной коры. В отличие от магматических грязевые вулканы распространены ограниченно — в районах интенсивного прогибания земной коры и накопления мощной толщи терриген-

ных осадков. Явления грязевого вулканизма известны в СССР (Азербайджан и Западная Туркмения, Грузия, Керчь и Тамань, Сахалин), Иране (Горган-Мазандаранская низменность, Макранское побережье), Румынии, Италии, Новой Зеландии, Индии, КНР (Джунгарская впадина), Бирме, на

Малайских островах (о-ва Ява, Калимантан), о. Тринидад, Венесуэле, Колумбии, Эквадоре, Перу, США и на побережьях Мексиканского залива. Но классической областью развития грязевых вулканов во всем мире является территория Азербайджана, где установлены более 236 грязевулканических проявлений; без преувеличения можно сказать, что «учение о грязевом вулканизме» создано И. М. Губкиным именно в Азербайджане.

Природа грязевых вулканов Азербайджана привлекла внимание исследователей свыше 100 лет назад, еще в начальной стадии развития нефтяной геологической науки. Впервые Г. В. Аби, исследовав грязевые вулканы Азербайджана, в общих чертах указал на основные факторы в механизме их проявления и связал их с магматическими очагами [1]. Идея о генетической связи грязевулканических проявлений с магматическими вулканами длительное время оставалась предметом дискуссии. Наиболее убежденным сторонником этой идеи был и С. А. Ковалевский, детально исследовавший грязевые вулканы западного и восточного бортов Южно-Каспийской впадины. По его мнению, грязевые вулканы представляют собой проявление сольфатарной фазы магматических вулканов [11].

Идея о магматическом происхождении грязевых вулканов была обусловлена, по-видимому, большим внешним сходством кратерного поля грязевых вулканов с многочисленными сопками, сальзами и грифонами, непрерывно выделяющими илистую грязь и воду, с кратерными фумаролами магматических вулканов.

Основоположник отечественной нефтяной геологической науки акад. И. М. Губкин впервые высказал идею о тесной генетической связи грязевых вулканов с крупными скоплениями нефти и газа. Дальнейшее развитие идеи И. М. Губкина в трудах его учеников, в частности азербайджанских ученых-геологов, привело к открытиям новых высокопродуктивных месторождений нефти и газа в областях распространения грязевых вулканов.

С позиции идеи И. М. Губкина и его последователей основной силой в деятельности грязевых вулканов являются

углеводородные газы, генерируемые в осадочном чехле земной коры. В этой связи проблема грязевого вулканизма приобретает особый интерес. По результатам микрофаунистических исследований в составе твердых продуктов деятельности подавляющего большинства грязевых вулканов были установлены меловые и юрские породы, указывающие на большие глубины (8–10 км и более) поражения осадочного чехла грязевым вулканизмом, что имеет принципиальное значение при оценке перспектив нефтегазоносности глубоких горизонтов, в частности мезозойских отложений Азербайджана.

Изучение специфических особенностей тектонического режима и литостратиграфии областей развития грязевых вулканов, а также комплексное исследование продуктов их деятельности (твердые выбросы, газы, воды и др.) позволяют рассмотреть узловые вопросы генетической связи грязевулканических проявлений со скоплениями углеводородов.

На современном этапе познания генетической сущности грязевого вулканизма установлено, что грязевые вулканы развиваются в наиболее активных тектонических зонах молодых депрессий с непрерывным и интенсивным накоплением мощной толщи молассовых формаций, при наличии крупных скоплений газа и аномально высоких пластовых давлений. Стратиграфический диапазон и интенсивность проявления грязевых вулканов закономерно изменяются от областей развития мезозойских и палеоген-миоценовых отложений Северного и Центрального Кобыстана в юго-восточном направлении — в сторону значительно погружения мезозоя и нижнетретичного комплекса и активизации современных тектонических движений. Так, ископаемая грязевулканическая брекчия в Центральном Кобыстане была обнаружена в олигоцен-миоценовом интервале разреза (Нардаран — Ахтарма, Гиджаки — Ахтарма и др.), а в юго-восточных районах, — начиная с отложений среднего плиоцена (Биби-Эйбат, Зых, Песчаный-море и др.) и в основном верхнего плиоцена и антропогена (Бакинский архипелаг). Вероятно, большинство современных грязевых вулканов формировалось в постплиоценовой фазе складчатости.

Зевых вулканов формировалось в постплиоценовой фазе складчатости.

Изменение стратиграфического диапазона и интенсивности проявления грязевых вулканов во времени с северо-запада на юго-восток в Азербайджане связано с активизацией неотектонических движений и перемещением в юго-восточном направлении оси максимального прогибания и накопления наибольшей мощности терригенных осадков и, в зависимости от этого, зон газогидродинамической разгрузки осадочного чехла.

Выбросы значительного объема вулканических брекчий и глыб различных размеров во время извержения грязевых вулканов свидетельствуют об интенсивной генерации и накоплении огромного количества углеводородных газов в недрах под большим давлением, а периодичность извержений доказывает наличие непрерывного подтока углеводородов в эруптивный аппарат, в результате чего очередное извержение происходит при достижении критического давления.

Грязевые вулканы в пределах Южно-Каспийской впадины сконцентрированы в основном в ее бортовых и прибортовых частях и приурочены к антиклинальным зонам, осложненным продольными разрывами (рис. 1). Последние составляют очаги разгрузки пластовой энергии всего мезо-кайнозойского комплекса.

Непрерывное накопление осадков огромной мощности и интенсивная генерация углеводородов в Южно-Каспийской впадине привели к значительному возрастанию в ее недрах пластовой энергии, разгрузка которой продолжается и в настоящее время вдоль разломов в виде восходящих источников, образующих многочисленные озера и солончаки, выходов нефти, газа и грязевулканических проявлений.

О значительных энергиях газогидродинамических систем в недрах Южно-Каспийской впадины свидетельствует аномальность пластовых давлений, градиенты которых за контурами нефтегазоносности погруженных структур достигают 0,018 МПа/м и более, а при наличии в этих случаях газовой залежи большой высоты градиенты пластовых давлений могут достигать значения геостатического градиента.

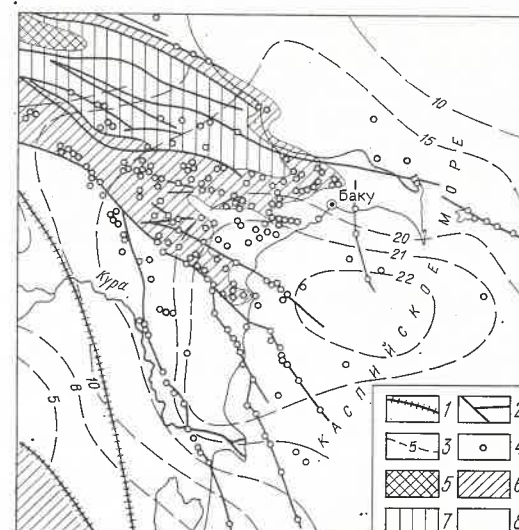


Рис. 1. Распространение грязевых вулканов на западном борту Южно-Каспийской впадины

1 — глубинные разломы; 2 — разломы в осадочном чехле; 3 — изогипсы поверхности консолидированной коры; 4 — грязевые вулканы; 5 — структурные этажи; 6 — раннегеосинклинальный (нижняя и средняя юра), 6 — позднегеосинклинальный (верхняя юра — эоцен), 7 — раннеорогенный (олигоцен — средний плиоцен), 8 — позднеорогенный (верхний плиоцен — четвертичный комплекс)

Градиенты же поровых давлений в глинах обычно превышают градиенты пластовых давлений в смежных с ним коллекторах.

Наиболее развиты грязевулканические проявления на западном относительно крутом борту Южно-Каспийской впадины, окаймляющем область максимальной мощности как всего осадочного чехла, так и плиоцен-четвертичного комплекса (см. рис. 1). Здесь на каждые 100 км² приходится до шести — восьми самостоятельных грязевых вулканов. При этом наибольшая плотность грязевулканических проявлений приурочена к Центральному и Юго-Восточному Кобыстану и Западному Апшерону.

В пределах Южно-Каспийской впадины всего зафиксировано 270 грязевулканических проявлений, в том числе 218 на суше и 52 в акватории моря. Вполне возможно, что целый ряд подводных грязевулканических проявлений и даже бурных извержений, в частности в глубоководной ванне Южного Каспия (на глубине свыше 200 м), остались незамеченными. Здесь сейсмическими работами в плиоцен-четвертичном этапе выявлены

около 40 сильно дислоцированных локальных поднятий, подавляющее большинство которых выражены в рельефе дна моря. При этом высота отдельных зон поднятий в поперечном сечении достигает 4000 м по подошве акчагыла и 300—400 м по поверхности дна моря (вал Абиha); поднятия несомненно осложнены грязевым вулканизмом. В глубоководной части Южного Каспия зафиксировано всего лишь одно грязевулканическое извержение в 1908 г., в 40 км к юго-востоку от Шаховой косы на глубине 300 м.

Аэромагнитной съемкой высокой точности грязевые вулканы отмечаются отрицательной аномалией магнитного поля, обусловленной отсутствием остаточной намагниченности пород в зонах поражения грязевым вулканизмом.

Проведенной А. А. Дзабаевым [8] аэромагнитной съемкой в акватории Южного Каспия все известные грязевые вулканы отображены в структуре магнитного поля. Съемкой были обнаружены также десятки новых грязевых вулканов (Архангельского, Шатского, Батурина, Година, Карпинского и др.), расположенных как на сводовых и присводовых частях локальных структур, так и в синклинальных прогибах по плиоцен-четвертичному этажу, что указывает на наличие положительных структур по нижним стратиграфическим интервалам разреза.

Большинство грязевых вулканов Южно-Каспийской впадины находится в грифонной стадии проявления, выделяя илистую грязь, воду, газ и нефть. Сведения о бурных грязевулканических извержениях известны с 1810 г. За период 1810—1980 гг. зафиксировано 216 грязевулканических извержений: 74 вулкана в Азербайджане, в том числе 62 извержения 17 вулканов в морской акватории. В пределах восточного борта Южно-Каспийской впадины за этот же период зафиксировано всего 12 грязевулканических извержений, в том числе девять в Прибалханском порог.

Грязевулканические проявления служат прямыми показателями нефтегазоносности недр, поэтому механизм образования грязевых вулканов и периодичность их извержения привлека-

ли внимание почти всех исследователей этого явления природы.

Еще в прошлом веке Г. В. Абиx, впервые исследовав грязевые вулканы Азербайджана, пришел к выводу, что они приурочены к разломам земной коры, и импульсами для начала грязевулканической деятельности служат землетрясения [1]. Эти выводы были подтверждены при анализе данных о землетрясениях и бурных грязевулканических извержениях за период с 1810 г. Имеются многочисленные примеры, когда грязевулканические извержения происходили после сильных землетрясений. Так, 24 сентября 1848 г. извержение Маразинского вулкана с последующим возгоранием газов произошло одновременно с сильнейшим Шемахинским землетрясением [2, 14]. В феврале 1876 г. после землетрясения в Каспийском море извергался грязевой вулкан на о. Лось [4]. По сведениям С. А. Ковалевского [11], подводный грязевой вулкан банки Ливанова извергался в 1895 г. после сильного землетрясения и в результате образовался остров.

При разрушительном Шемахинском землетрясении в январе 1902 г. извергались грязевые вулканы Шихзагирли и Боздаг (Кобийский) [12, 14]. Сильные землетрясения сопровождалась бурными грязевулканическими извержениями в 1886 г. на мысе Аляты (грязевой вулкан Бахар), в 1920 г. на б. Игнатия, в 1937 г. на о. Глиняный, в 1952 г. на Апшеронском п-ове (грязевой вулкан Кейреки) и др. [6, 9, 10, 13].

Сведения о землетрясениях [14] и грязевулканических извержениях в Азербайджане за период с 1810 по 1980 г. показывают, что наибольшие извержения грязевых вулканов соответствуют периодам активизации землетрясений (рис. 2). Активизацией землетрясений «оживляется» сеть региональных разломов и нарушений, в результате эруптивный аппарат грязевых вулканов заполняется новыми порциями углеводородных газов, что приводит к значительному возрастанию давления и нарушению геостатического равновесия в канале вулканов, завершающим этапом которого являются новые извержения.

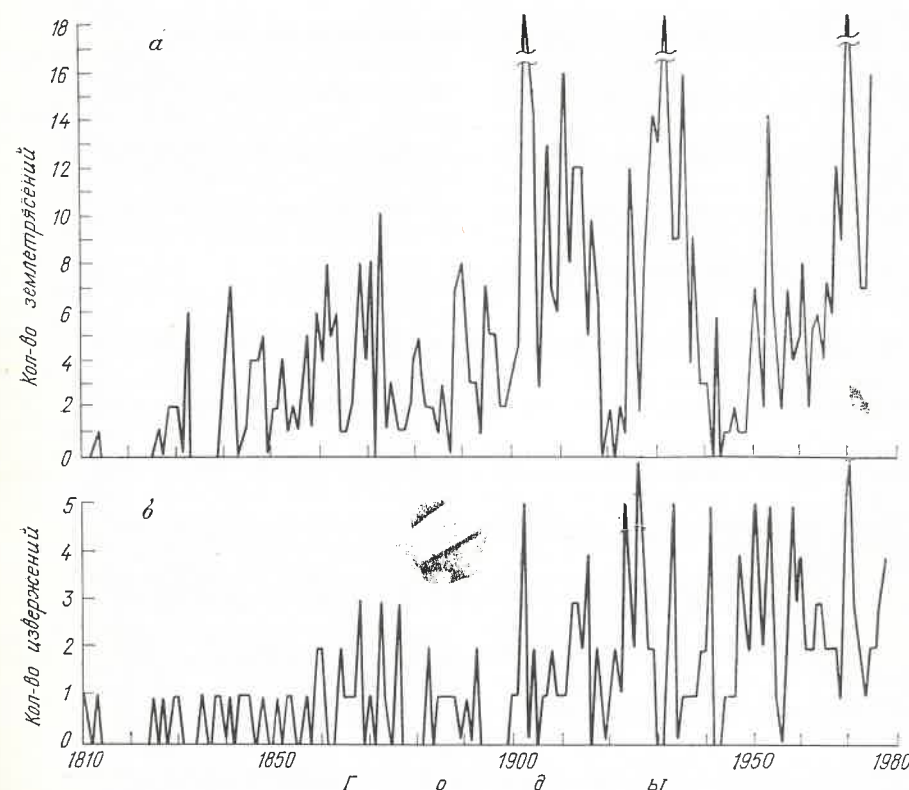


Рис. 2. Зависимость грязевулканических извержений от землетрясений (западный борт Южно-Каспийской впадины)
а — частота землетрясений (более 3 баллов); б — частота извержений грязевых вулканов

Важнейший вопрос исследования деятельности грязевых вулканов — выяснение периодичности их извержений — был в центре внимания многих исследователей и рассматривался в работах М. В. Абрамовича, М. Г. Агабекова, А. А. Ализаде, А. А. Архангельского, В. А. Горина, Ф. Г. Дадашева, М. М. Зейналова, М. К. Калинин, А. А. Якубова и др.

Периодичность извержений грязевых вулканов изменяется в широких пределах — от нескольких месяцев (о-ва Булла, Глиняный, Лось, Свиной, б. Кумани, вулкан Чеильдаг, Бузовнинская сопка и др.) до 100 лет и более (Бол. Кянизадаг, Ахзевир, Хамадаг, Адживели, Каламадын, Мал. Харами, о-ва Камень Игнатия, Дуванный, Обливной и др.).

В течение последних 170 лет из 74 активно действующих в Азербайджане вулканов 33 извергались всего один раз, 25 — 2—3 раза, остальные 16 вул-

канов — более 5 раз. На эти вулканы приходится более половины грязевулканических извержений в Азербайджане, зафиксированных с 1810 г. Наибольшее количество приходится на грязевые вулканы Локбатан (20 извержений), Шихзагирли (12), Кейреки (10), б. Макарова, Кушчи, мыс Алят, о. Булла (по 8 извержений) и др.

На рис. 3 приведена периодичность всех грязевулканических извержений в Азербайджане, зафиксированных с 1810 г., за исключением однократных извержений, по которым невозможно определить интервалы покоя. Как следует из этого рисунка, наибольшее количество грязевулканических извержений происходило с интервалами покоя до 5 лет (50 извержений), 22 извержения с интервалами от 5 до 10, 18 — от 10 до 15, 14 — от 15 до 20, 12 — от 20 до 25 лет. Периодичность извержений может быть представлена и в следующем виде:

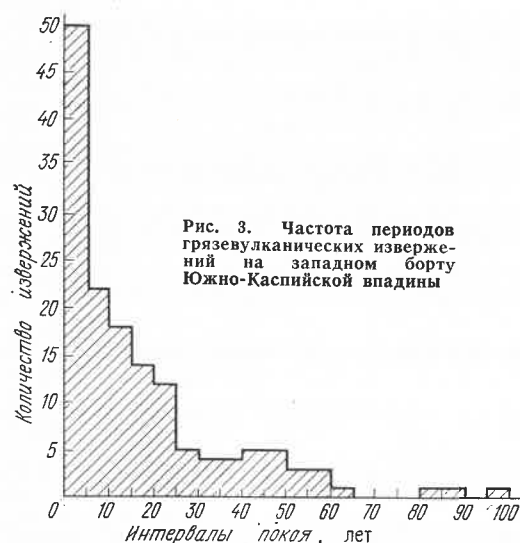


Рис. 3. Частота периодов грязевулканических извержений на западном борту Южно-Каспийской впадины

Время, лет	Количество извержений
до 5	50
5—15	40
15—25	26
25—50	23
50—100	10
более 100	5

Таким образом, почти 60% зафиксированных извержений грязевых вулканов происходило с интервалами покоя до 15 лет. Интенсивность их возрастает с северо-запада на юго-восток, в сторону активизации тектонических движений, увеличения общей мощности неоген-четвертичного комплекса, повышения градиентов пластических давлений (порowych в глинах) и, наконец, непрерывной генерации углеводородных газов. Подавляющее большинство наиболее активных грязевых вулканов, извергавшихся более 5 раз, сконцентрировано в основном в пределах Бакинского архипелага, Джейранкечмезской депрессии и Юго-Западного Апшерона (рис. 4).

И. М. Губкин придавал большое значение в образовании грязевых вулканов геологическим особенностям развития и диапиризму Юго-Восточного Кавказа [5].

Грязевой вулканизм на Кавказе проявился в раннеорогенной стадии его развития (олигоцен—нижний миоцен) в областях распространения преимущественно глинистых молассовых образований предгорных прогибов, характеризующихся благоприятными

условиями для нефтегазообразования. В этих условиях интенсивное осадконакопление привело к значительному отставанию темпа разгрузки седиментационных вод и уплотнения осадков от скорости их погружения, что, в свою очередь, обусловило сохранение пластических свойств глинистых пород и возрастание в них порowych давлений. В таких специфических условиях развития Шемахино-Кобыстанского краевого прогиба происходило формирование дисгармонической складчатости и диапиризма за счет выпирания пластических глинистых пород в направлении наименьшего геостатического давления, разрядка геодинамического напряжения которых привела к грязевулканическим проявлениям.

Типичным примером разгрузки геодинамического напряжения в областях развития дисгармонической складчатости и диапиризма могут служить грязевые вулканы Котурдаг и Чеильдаг, где при спокойной их деятельности непрерывно «выпирается» по разрыву огромная масса пластичной глинистой брекчии. Бурные грязевулканические извержения в этом случае происходят при скоплении в эруптивном аппарате, заполненном разжиженной брекчией, значительного количества газа, разгрузка которого не обеспечивается его свободным выделением по грифонам на кратерном поле вулканов. Подъем сильно газированной пластичной глинистой брекчии в жерло вулкана происходит за счет расширения сжатых в микропорах и трещинах глинистых газов при движении их снизу вверх, что приводит к возрастанию скорости движущейся в эруптивном аппарате массы в сотни раз. В этих условиях извержение грязевых вулканов происходит при последовательной разгрузке эруптивного аппарата, что приводит к резкому перепаду давления, интенсивному возрастанию эффекта расширяющегося газа и, тем самым, к увеличению скорости движущейся массы до полного высвобождения сильно насыщенной газом глинистой брекчии из жерла вулкана.

Таким образом, в принятой качественной схеме извержение грязевого вулкана может быть объяснено в рамках теории газового лифта, а энергия

извержения может быть связана с энергией расширяющегося газа. Продолжительность извержений вулканов зависит, по-видимому, от интенсивности разрядки эруптивного аппарата. При наиболее бурных грязевулканических извержениях происходит быстрая разрядка эруптивного аппарата, что приводит к значительному перепаду давления, обвалу, закупориванию жерла и прекращению деятельности вулкана. Поэтому не случайно, сильные извержения грязевых вулканов бывают непродолжительными.

Интенсивность извержений грязевых вулканов может быть оценена по высоте столба пламени при возгорании выброшенного газа. Отмечено, что бурные извержения грязевых вулканов со значительной высотой пламени оказались кратковременными. Ф. Г. Дадашев [7] приводит сведения о высоте столба пламени и продолжительности горения 15 извержений грязевых вулканов Азербайджана, описанных различными исследователями. При наиболее мощных извержениях грязевых вулканов высота пламени достигала 500 м, а продолжительность извержений изменялась в пределах 10—15 мин. Вместе с тем, извержение грязевого вулкана Большой Маразинский 31 января 1902 г. при высоте пламени 20—30 м продолжалось три дня.

Важнейшим вопросом проблемы грязевого вулканизма является генетическая связь его с нефтегазоносностью недр. Известно, что основной действующей силой пароксизма грязевых вулканов служат углеводородные газы.

Грязевой вулканизм свидетельствует об интенсивной генерации и аккумуляции углеводородных газов в недрах. Эруптивный аппарат грязевых вулканов или же раздробленная зона разрывов с перематыми породами, многочисленными трещинами и кавернами являются благоприятными средами для миграции и аккумуляции углеводородных газов. В зависимости от интенсивности генерации углеводородных газов, аккумуляции их в указанных тектонически раздробленных зонах и условий дегазации эруптивного аппарата грязевой вулканизм проявляется в различных модификациях.

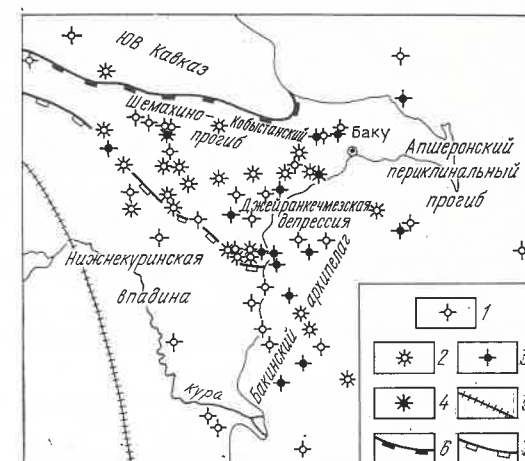


Рис. 4. Интенсивность грязевулканических извержений на западном борту Южно-Каспийской впадины (1810—1982 гг.)

Грязевые вулканы, извергавшиеся: 1 — 1 раз, 2 — 2—4 раза, 3 — 5—10 раз, 4 — более 10 раз; 5 — глубинные разломы; 6 — границы крупных тектонических элементов; 7 — границы тектонических элементов второго порядка

В зонах развития преимущественно глинистых образований (Шемахино-Кобыстанский краевого прогиба, Бакинско-Апшеронский архипелаг, Западный Апшерон) в раздробленной зоне разрывов, представленной в основном неблагоприятной для дегазации глинистой брекчией, скапливается значительное количество углеводородных газов и при достижении критического давления нарушается равновесие, происходит бурное грязевулканическое извержение.

В областях развития грубых молассовых образований и карбонатных пород в связи с благоприятными условиями дегазации раздробленных зон разрывов грязевулканические проявления выражены небольшими грифонами и сальзами. В таких районах грязевулканических извержений не происходит.

Известно, что при пароксизме грязевых вулканов на поверхность выбрасывается огромное количество сопочной брекчии, исчисляемое тысячами, а иногда и миллионами кубометров, размеры отдельных кусков твердых выбросов достигают 2—3 м в диаметре и более.

В. Г. Васильев [3], считая недостаточным давление газа в эруптивном аппарате вулканов (даже при достижении геостатического градиента) для

выброса огромной массы сопочной брекчии, выдвинул новую идею о механизме пароксизма грязевых вулканов и в качестве основного источника энергии указал на взрывные (экзотермические) реакции некоторых газов (CO , O_2 , H_2 , CH_4 и др.) на больших глубинах, при которых образуются давления в десятки тысяч мегапаскалей.

Идея В. Г. Васильева представляет значительный интерес и обращает внимание исследователей проблемы грязевого вулканизма на изучение геохимических и термодинамических процессов, происходящих на больших глубинах. С этих позиций значение грязевого вулканизма выходит за рамки нефтегазовой геологии и может быть рассмотрено с точки зрения новых преобразований на больших глубинах при сверхвысоких давлениях взрывных реакций газовых смесей.

В заключение следует остановиться еще на одном дискуссионном вопросе проблемы грязевого вулканизма.

Ряд исследователей считает, что грязевые вулканы создают благоприятные условия для формирования крупных скоплений нефти и газа путем миграции углеводородных флюидов по эруптивному аппарату из глубоких недр. Однако имеется и противоположное мнение о том, что интенсивная грязевулканическая деятельность приводит к истощению или разрушению залежей на больших глубинах.

С целью выяснения роли грязевулканических проявлений в формировании залежей нефти и газа был проанализирован большой фактический материал по всем известным месторождениям Азербайджана, пораженным грязевым вулканизмом, и рассмотрены зависимости запасов углеводородных скоплений месторождений от интенсивности проявления осложняющих их грязевых вулканов.

Более 80 % известных месторождений на западном борту Южно-Каспийской впадины осложнены грязевыми вулканами, в этой связи грязевому вулканизму была отведена значительная роль в формировании скопления нефти и газа в Азербайджане. С этих позиций следовало бы ожидать прямой связи между интенсивностью грязевулканических проявлений и за-

пасами нефти и газа одноименных месторождений, чего фактически не наблюдается. При наибольшей частоте извержений грязевых вулканов Дашгиль, Кейреки, Боздаг, Гюльбахт и др. запасы связанных с ними месторождений оказались небольшими. Вместе с тем, при значительных запасах месторождений — Балаханы — Сабунчи — Раманы, Нефтяные Камни, Кюрювдаг, осложняющие их грязевые вулканы, характеризуясь слабой деятельностью, находятся в грифонной стадии развития.

Бурные грязевулканические извержения свидетельствуют о значительном возрастании давления газа в эруптивном аппарате. Очевидно, должен происходить переток углеводородных газов из эруптивного аппарата в прилегающие песчаные коллекторы при наличии большого градиента давления. Однако проведенные промышленные наблюдения на известном месторождении Локбатан с наиболее активным грязевулканическим проявлением показали, что несмотря на позднюю стадию разработки этого месторождения и значительное падение в большинстве залежей пластовых давлений ниже гидростатических при неоднократных сильных извержениях грязевого вулкана каких-либо изменений в запасах нефти и газа месторождения не наблюдалось. При наличии многочисленных скважин вблизи эруптивного аппарата вулкана в периоды пароксизма его не отмечалось особых изменений даже в эксплуатационных характеристиках этих скважин. Этот факт доказывает отсутствие генетической связи грязевого вулканизма с формированием или разрушением залежей нефти и газа верхнего этажа (продуктивной толщи) месторождения Локбатан. Несмотря на позднюю стадию разработки этого месторождения, осложняющий его грязевой вулкан продолжает активную деятельность по настоящее время. Последние бурные извержения его были в 1972, 1977 и 1980 годах, не исключены извержения и в будущем. Очевидно, эруптивный аппарат грязевых вулканов, будучи ослабленным сквозными зонами в осадочном чехле, подпитывается газами более глубоких горизонтов с наиболее жесткими термодинамическими усло-

виями. Об этом свидетельствуют и значительные давления накопленного в эруптивном аппарате газа при пароксизме грязевых вулканов, которые не могут быть обеспечены за счет верхнего этажа нефтегазоносности.

Таким образом, в деятельности грязевых вулканов наряду со стратиграфической приуроченностью важное значение имеют и глубины источников генерации и аккумуляции углеводородных газов. Вероятно, в пароксизме грязевых вулканов не участвует верхний этаж нефтегазоносности из-за недостаточности пластовых энергий для обеспечения сверхвысоких давлений в эруптивном аппарате. Очаги грязевых вулканов, обладая высокой пластовой энергией, погружены на значительные глубины. Поэтому не случайна приуроченность активно действующих грязевых вулканов к зонам значительной мощности осадочного чехла. В зонах же небольшой мощности осадочных образований грязевые вулканы характеризуются слабой деятельностью, имеют грифонную стадию развития. Примером могут служить грязевулканические проявления в областях развития мезозойских отложений юго-восточного погружения Большого Кавказа или Северного Кобыстана.

Очаги грязевых вулканов, подпитывающие эруптивный аппарат углеводородными газами, связаны исключительно с глубоко залегающими горизонтами, обладающими высокой потенциальной энергией пластовых систем. Об этом свидетельствуют активизация грязевулканической деятельности во времени и в пространстве в направлении возрастания мощности осадочного чехла и отсутствие грязевых вулканов в зонах сокращенной мощности осадков (район Талыш-Вандамского выступа).

Следовательно, грязевые вулканы являются важными критериями оценки газоносности глубоких недр Южно-Каспийской впадины. В пределах этой впадины, несмотря на широкий стратиграфический диапазон нефтегазопроявлений, могут быть выделены в основном два этажа нефтегазоносности: верхний — плиоценовый и нижний — мезозойский, разобщенные мощной глинистой толщей палеогена — миоцена, в разрезе которого в отдель-

ных случаях встречаются небольшие скопления нефти в песчано-алевритовых пропластках и линзах, замкнутых в глинах.

Интенсивные грязевулканические проявления в Южно-Каспийской впадине в основном связаны с нижним этажом нефтегазоносности, характеризующимся наиболее благоприятными условиями для генерации, аккумуляции и консервации углеводородных газов. Мощная глинистая толща палеогена — миоцена является надежной крышкой для сохранения крупных скоплений газа в мезозойских отложениях.

Верхний этаж нефтегазоносности в деятельности грязевых вулканов участвует лишь в наиболее погруженных зонах впадины, где глубоко залегающие газоносные горизонты характеризуются сверхвысокими пластовыми давлениями (80—100 МПа и более).

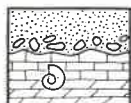
Таким образом, грязевые вулканы, будучи очагами периодической газогидродинамической разгрузки крупных седиментационных бассейнов, указывают на интенсивную генерацию углеводородных газов в них и являются надежными критериями оценки газоносности глубоких горизонтов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абиш Г. В. О появившемся на Каспийском море острове и материалы к познанию грязевых вулканов Каспийской области (пер. с нем.). — Тр. Геол. ин-та АЗФАН СССР, 1939, т. 12/63, с. 21—118.
2. Бооц Х. Сведения о землетрясениях в Шемахе в 1848 и 1849 гг. — «Кавказ», 1865, 9 сентября, № 70, с. 349.
3. Васильев В. Г. Некоторые вопросы геологии природного газа и грязевой вулканизм. — Реф. сб. Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. ВНИИГазпром, 1973, № 6, с. 3—8.
4. Вулканическое извержение на о. Лось. — Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, 1876, т. 4, № 3, с. 181—183.
5. Губкин И. М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. М., ГГНИ, 1934.
6. Дадашев Ф. Г. Извержение грязевого вулкана Кейреки. — Азерб. нефт. хозяйство, 1953, № 5, с. 4—5.
7. Дадашев Ф. Г. Углеводородные газы грязевых вулканов Азербайджана. Баку, Азерб. недр, 1963.
8. Дзабаев А. А. Основы поисков и изучения нефтегазовых структур аэромагнитным методом (акватория Южного Каспия). Ашхабад, 1969.

9. Зубер С. Р. Подводное извержение на Каспийском море. — Нефт. хозяйство, 1921, № 2—3, с. 15—17.
10. Ковалевский С. А. Огненное извержение вулкана Глиняного. — Новости нефт. техники, 1937, № 10, с. 6—7.
11. Ковалевский С. А. Грязевые вулканы Южного Прикаспия (Азербайджан и Туркмения). Баку, Азгостоптехиздат, 1940.
12. Краснов А. Н. Материалы для знакомства с грязевым вулканизмом Восточного Закавказья. — Тр. Об-ва испытат. природы при

- Харьковском ун-те, 1905, т. 39, вып. 2, с. 31—73.
13. Сорокин А. И. Тектонические катастрофы в южной половине Каспия. — Изв. Об-ва обслед. и изучения Азербайджана, 1928, вып. 1, № 7, с. 47—71.
14. Султанова З. Землетрясения Азербайджана. Каталог землетрясений Азербайджана (с 1139 по 1965 г.). Баку, Гянджлик, 1969.
15. Якубов А. А., Ализаде А., Зейналов М. М. Грязевые вулканы Азербайджана. Атлас. Баку, Элм, 1971.



СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.7.033 : 564.1 (571.56)

И. В. ПОЛУБОТКО (ВСЕГЕИ)

Зональное и корреляционное значение поздне триасовых галобий

Большое стратиграфическое значение двустворчатых моллюсков рода *Halobia Bronn* (1830 г.) известно еще из работ Э. Мойсисовича, который в своей монографии 1874 г. описал около 20 видов этого рода на основе материалов по альпийскому региону. Датируя возраст галобий аммонитовыми зонами, он сразу же придал всем известным видам галобий зональное значение, в котором они стали использоваться для расчленения и корреляции отложений верхнего триаса районов области Тетис, где аммониты редки или отсутствуют. Более века трактовка возраста галобий, предложенная Э. Мойсисовичем, а затем поддержанная Э. Киттлом и другими известными палеонтологами, изучавшими фауну триаса, считалась достоверной.

В конце 60-х — начале 70-х годов в стратиграфии верхнего триаса произошли крупные изменения. Выяснилось, что из-за большой сложности геологического строения Альп — стратотипического района для ярусов верхнего триаса — последовательность некоторых зон в составе ярусов понималась неверно. Создание североамериканского стандарта триаса с нормальной последовательностью зон и корреляция с ним альпийских зон верхнего триаса, а также новые исследования хальштатского триаса Зальцкаммергута в Альпах позволили сделать вы-

вод, что «нижненорийские» зоны Альп (*giebeli* и *ruber*) в действительности являются верхненорийскими и входят в объем зоны *Rhabdoceras suessi*.

Классическая зональная схема Э. Мойсисовича подверглась пересмотру и существенному изменению. Было установлено, что многие стратотипические местонахождения аммоноидей представляют собой конденсированные слои со смешанной разновозрастной фауной или же скопления более молодой фауны в трещинах более древних пород. Оказалось, что большинство местонахождений галобий в Альпах относится именно к такому типу — трещинным или конденсатам. Поэтому истинный возраст большинства известных видов рода *Halobia* в настоящее время неясен, а составленные по ним схемы для других районов мира неверны, хотя последовательность фауны, конечно, не утратила значения.

В настоящее время благодаря совместным находкам галобий и аммоноидей в нормальном залегании твердо обоснованным можно считать возраст лишь немногих альпийских видов галобий. Это прежде всего легко диагностируемый вид *Halobia styriaca* (Mojs.), возраст которого вместо раннекарнийского теперь определяется как раннекарнийский [13, 14, 16], а также виды *H. austriaca* Mojs. и *H. char-*

lyana Mojs., считавшиеся позднекарнийскими, но, по современным представлениям, широко распространенные в нижненорийском подъярусе [10, 16]. Из верхнекарнийского подъяруса Альп сейчас достоверно известны только *H. superba* Mojs., *H. praesuperba* Kittl и *H. lenticularis* Gemm. [14, 16], а из нижнекарнийского — *H. zitteli* Lindst., *H. fluxa* Mojs., *H. vixaurita* Kittl, *H. rugosa* Gumb. [15]. Однако эти виды, за исключением *H. styriaca* и *H. austriaca* [10, 13, 14], до сих пор монографически не перизучались.

Из-за перечисленных фактов почти все схемы, составленные по галобиям для различных регионов земного шара, нуждаются в пересмотре и пересоставлении. Работы на новом уровне начаты пока только австрийскими, итальянскими и венгерскими палеонтологами в Альпах и близлежащих районах.

В стратиграфии триаса СССР галобиям всегда придавалось большое значение. По их массовому появлению в разрезах как на Северо-Востоке СССР, так и в других районах распространения морского верхнего триаса долгое время проводилась нижняя граница карнийского яруса, а по исчезновению, совпадающему с появлением обильных *Monotis ochotica*, — верхняя. Однако зонального значения видам галобий не придавалось.

Изучение галобий на территории СССР связано с именами П. В. Виттенбурга, А. С. Моисеева, Л. Д. Кипарисовой, Ю. Н. Попова, Ю. М. Бычкова, А. Ф. Ефимовой, М. В. Корчинской, Т. В. Астаховой. К началу исследований автора [1, 7] для территории Северо-Востока СССР было описано всего четыре местных вида [2, 4, 5, 8]. Основное значение в стратиграфических схемах придавалось альпийским видам.

За длительный период изучения рода *Halobia*, включая и работы автора, подтверждено и неоднократно установлено большое стратиграфическое значение этой группы фауны. Планетарное распространение *Halobia*, присутствие их в Бореальной, Тетической и Нотальной палеобиогеографических областях, быстрые темпы эволюционного развития и слабая зависимость от фаций и климатических условий

позволяют ставить галобииды в один ряд с двустворчатыми моллюсками таких семейств, как *Monotidae*, *Buchiiidae*, *Inoceramidae*, не уступающих по стратиграфическому значению аммоноидеям. К изменениям климата эти моллюски несколько более индифферентны, чем аммоноидеи, что повышает их стратиграфическую ценность.

Правда, в области Тетис, где присутствуют контрастные и разнообразные фации, отмечается фациальная дифференциация в распространении галобий, выражающаяся в том, что отдельные фации и интервалы разреза полностью лишены остатков этих двустворчатых моллюсков, вследствие чего изучение биостратиграфии галобий в области Тетис весьма затруднено. Однако анализ их планетарного распространения показал, что галобии в обилии встречаются в известняках, известково-кремнистых, мергелистых, всевозможных разновидностях терригенных и вулканогенно-терригенных пород как пелагических (чаще), так и мелководных прибрежных фаций, т. е. они эврифациальны. Поэтому отсутствие галобий в некоторых фациях области Тетис обусловлено, по-видимому, другими причинами.

На Северо-Востоке СССР галобии широко и непрерывно распространены по всему стратиграфическому интервалу — от зоны *Nathorstites tenuis*, завершающей ладинский ярус, но сейчас относящейся к основанию карнийского яруса [3], до подошвы зоны *Monotis ochotica* верхненорийского подъяруса. Они присутствуют здесь во всех разновидностях терригенного и вулканогенно-терригенного комплексов пород. Различия между галобиями глубоководных и мелководных фаций заключаются преимущественно в количестве превосходстве тех или иных видов и в общем преобладании галобий в осадках более глубоководных геосинклинальных фаций. В целом видовой состав комплексов определенных стратиграфических уровней довольно постоянен и выдерживается для всей территории региона.

Таким образом, на Северо-Востоке СССР условия для разработки биостратиграфии галобий исключительно благоприятны. Это объясняется их непрерывным распространением в пол-

ных по объему разрезах верхнего триаса и надежной привязкой к аммонитовой зональной шкале.

Значительную трудность при изучении видового состава галобий представляет малое количество морфологических признаков, применяемых для диагностики. Форма раковин, как правило, не сохраняется полностью, так как их края тонкие и обычно обламываются. Сами раковины плоские, равносторончатые. Главным диагностическим признаком всегда считалась скульптура. Однако автором выяснено, что именно скульптура у галобий подвержена наибольшей внутривидовой изменчивости и обнаруживает закономерные вариации у каждого вида от относительно тонких неделящихся ребер через двураздельные до пучковатых. Важны общий тип скульптуры и наличие или отсутствие ребер на заднем треугольном поле.

Автор предлагает ряд новых морфологических терминов и понятий, имеющих большое значение для систематики галобий, — ширина или угловая величина переднего ушка и заднего треугольного поля, коэффициент надлома ребер, очертание донадломной стадии раковины, характер заднего ушка, макушки и некоторые другие признаки [7]. Впервые детально изучены устройство связочного аппарата и переднего ушка. На большом фактическом материале (более 3000 экземпляров галобий) прослежена эволюция перечисленных признаков. Установлены направленность и необратимость развития этих признаков в процессе филогенеза — возрастание угловой величины переднего ушка и закономерное изменение его строения, постепенное преобразование связки из наружной во внутреннюю мультивинкулярную, а затем ее редукция; увеличение коэффициента надлома ребер, изменение скульптуры на заднем треугольном поле и др.

Исследуемая группа двустворчатых моллюсков гетерогенна по происхождению и состоит не менее чем из трех групп родового ранга.

1. *Zittelihalobia* Polubotko, gen. n. — космополитно распространенный род, происходящий от даонелл начала ладинского или анизийского (?) веков. Галобииды с широким, хорошо разви-

тым ушком, отличающим новый род от *Daonella*, многочисленны в отложениях ладинского яруса Юго-Восточной Азии [9] и в самом нижнем карни на о-ве Шпицберген [6]. Типовым видом этого рода является *Halobia zitteli* Lindst., характеризующаяся широким передним ушком с внутренней мультивинкулярной связкой и слабым надломом ребер недалеко от макушки. В процессе филогенеза угловая величина ушка возрастает от 20 до 40°, а надлом спускается в среднюю часть раковины и становится более четким.

II. *Indigirohalobia* Polubotko, gen. n. — род, в целом эндемичный для Западно-Тихоокеанского и Арктического регионов, зародившийся в начале карнийского века от поздне ладинских *Daonella*. Для древнейших видов данного рода характерна раковина с узким и слабо отчлененным передним ушком, на котором постепенно развивается сильная внутренняя расчлененная связка. На более поздних стадиях филогенеза начинает проявляться надлом ребер, вначале только в старческой стадии роста, т. е. в самой нижней части раковины, а затем распространяющийся выше до ее средней части. Диапазон угловой величины ушка изменяется от 14 до 26°. Типовой вид рода — *Halobia indigirensis* Porow.

III. *Halobia* Brönn (1830) — группа двустворчатых моллюсков космополитного распространения, ведущая начало непосредственно от рода *Posidonia*, от которого ее отщепление произошло в самой поздней части карнийского века, причем параллельно по нескольким направлениям в зависимости от способа заложения и развития переднего ушка и ребристости. Эти группы видов, параллельно развивающиеся в течение ранне- и средненорийского времени, могут, по-видимому, рассматриваться как подроды *Halobia*. По *Perihalobia*, выделенный Б. Грубером в 1976 г. [14], представляет собой, по нашему мнению, один из таких подродов. Кроме него, в составе указанного рода автором установлены собственные подрод *Halobia* с подгруппами *H. salinarum* и *H. lineata*, группа *H. austriaca*, группа *H. radiata*, группа *H. obsoleta* и группа *H. pamirensis*. Все эти группы объединяет общность проис-

хождения от *Posidonia* в конце карнийского века, а также характер раковины с прямыми ненадламывающимися ребрами, закладка которых осуществлялась на разных расстояниях от макушки у различных групп, и относительно простое переднее ушко без внутренней расчлененной связки.

Не останавливаясь на систематике и филогении сем. Halobiidae Kittl, которые детально изложены автором в специальной палеонтологической работе, рассмотрим стратиграфическое и корреляционное значение галобий. В основу выводов положен главным образом видовой состав этого семейства, поскольку новые данные по его систематике еще не вошли в употребление (все виды условно принимаются в объеме прежнего рода *Halobia*).

Выявленные закономерности вертикального распределения галобий в разрезах верхнего триаса Северо-Востока СССР позволили разработать для этого региона зональную схему по галобиям (таблица). Материалы детального изучения разрезов по р. Второй Сентябрьской в бассейне р. Яны Охотской, по рекам Джугаджаке и Буюнде и на нескольких участках Омолонского массива, произведенного Ю. М. Бычковым, Ю. С. Репиным и автором статьи, показали, что в каждой из выделенных галобиевых зон (точнее, лон) присутствуют *Indigirohalobia* и *Zittelihalobia*, представленные одним-двумя, редко тремя видами каждый. Начиная с верхов карнийского яруса, к ним присоединяются и виды *Halobia*.

В комплексе лоны *H. zitteli* пока известны только вид-индекс и *Daonella* sp. В лоне *H. talajaensis*, помимо вида-индекса, распространены близкие ему виды — *H. korkodonica* (Polub.), *H. zhilnensis* Polub., *H. «atsuensis»* Tok., относящиеся к *Indigirohalobia*, редкие *H. aff. zitteli* Lindst. и единичные *H. cf. rugosa* Gumb.

Лона *H. porowi* характеризуется расцветом вида-индекса, относящегося к *Indigirohalobia*, и близких ему форм. Из видов *Zittelihalobia* присутствует *H. seimkanensis* Polub.

Комплекс лоны *H. subfallax* состоит из многочисленных представителей вида-индекса, тесно связанного с предковым видом *H. porowi*, и

видов *Zittelihalobia* — *H. ornatissima* Smith., *H. aff. omkutchanica* Polub., *H. cf. praesuperba* Kittl, образующих скопления в платформенных районах Северо-Востока СССР.

В нижней части лоны *H. asperella*, выделенной в слои с *H. omkutchanica*, кроме вида-индекса, известны *H. brooksi* Smith (*Zittelihalobia*), многочисленные *Indigirohalobia* — *H. kolymensis* Kirg., *H. asperella* Polub. и несколько новых видов.

В слоях с *H. kudleyi* преобладает вид-индекс наряду с *H. asperella* Polub. и *H. aff. obruchevi* Kirg. Появляются первые представители рода *Halobia* (*H. ex. gr. austriaca* Mojs. и *H. aff. lenticularis* Gemm.).

Норийский комплекс галобий в нижней части лоны *H. indigirensis* (слои с *H. kawadai*) включает обильные *H. kawadai* Yeh., а выше (слои с *H. aotii*) — вид-индекс, *H. aff. aotii* Kob. et Ich., *H. neregensis* Polub., *H. bujundaensis* Polub., *H. cf. alaskana* Smith. Все эти виды относятся к роду *Halobia*. Из представителей *Zittelihalobia* здесь присутствуют формы, переходные между *H. aff. obruchevi* (sp. n.) из нижележащей лоны и типичными *H. obruchevi*. Кроме того, для лоны в целом характерны такие специфические тихоокеанские виды, как *H. obsoleta* Kob. et Aoti, *H. verchojanensis* Efim., *H. omolonensis* Efim. Из представителей *Indigirohalobia* распространены *H. indigirensis* Porow и ряд новых видов.

В лону *H. obruchevi* переходят почти все виды лоны *H. indigirensis*, но наиболее широко развит в ней вид-индекс.

Переходы между комплексами галобиевых лон весьма постепенные, вследствие чего границы лон, как правило, не совсем четкие. Лоны по галобиям представляют собой, по существу, эпизоды отдельных видов, т. е. этапы их наибольшего развития (расцвета).

В предлагаемой зональной схеме по галобиям только две границы четкие и хорошо выражены в разрезах. Это нижняя граница лоны *H. porowi*, совпадающая с началом массового распространения галобий (ранее по этой причине принимавшаяся за нижнюю

Схема корреляции биостратиграфических уровней с галобиями

Ярус	Общая шкала [3]		Северо-Восток СССР (провинциальная шкала)		Альпы (Австрия, Италия) [14, 15, 16]	Сицилия, Апеннины [11]	Малая Азия (Турция) [А. Аласиназ и др., 1974 г.]	Гомериды (Венгрия) [10; К. Ренц, 1906 г.]	Балканы (Болгария) [12; М. Енчева, 1972 г.]	Крым [Т. В. Астахова, 1971 г.; А. С. Моисеев, 1926 г.]	Кавказ [К. О. Ростовцев, 1969, 1974 г.; А. М. Данилевич, 1951 г.]						
	Подъярус	Зона, слон	Лона (по аммонитам и монотидам)	Лона, слон (по голобиям)													
Норийский	Верхний	Rhabdoceras suessi (нижняя часть)	Monotis ochotica	—	Monotis salinaria	—	—	—	—	Monotis salinaria	Monotis salinaria						
		Средний	Himavatites columbianus	Monotis scutiformis	Halobia obruchevi	H. halorica H. partschi H. plicosa H. breuningiana	H. halorica H. plicosa H. lineata	H. halorica H. lineata	H. halorica	H. halorica H. superbescens H. fallax	H. breuningiana H. aff. fallax	—					
	Cyrtopleurites bicrenatus		Otapiria ussuriensis														
	Нижний	Juvavites magnus	Pinacoceras verchojanicum	Лона H. indigirensis	Слон с H. aotii	H. plicosa H. charlyana	H. charlyana H. „superba“ H. austriaca	H. charlyana H. austriaca	H. charliana	—	H. aotii	H. aff. lineata H. septentrionalis H. dalliana H. cf. beyrichi H. aff. styriaca					
		Malayites paulckeii			Слон с H. kawadai	H. styriaca H. austriaca											
		Mojsisovicsites kerri															
Карнийский	Верхний	Anatropites	Sirenites yakutensis	Лона H. asperella	Слон с H. kudleyi	H. lenticularis H. superba H. praesuperba	—	—	—	H. praesuperba	H. aff. praesuperba						
		Tropites subbullatus			Слон с H. omkutchanica												
		Tropites dilleri	Neosirenites pentastichus	H. subfallax	—	—											
	„Sirenites“																
	Нижний	Trachyceras austriacum	Neoprotrachyceras seimkanense	H. popowi	H. rugosa H. fluxa	H. rugosa	—	—	H. rugosa	H. fluxa H. vixaurita	—						
		Trachyceras aonoides	Protrachyceras omkutchanicum	H. talajaensis	H. rugosa H. habersfelneri H. vixaurita H. zitteli D. (?) cassiana												
		Trachyceras aon	Nathorstites tenuis	H. zitteli													
	Латинский	Верхний	Protrachyceras archelaus	Nathorstites lenticularis	—	Daonella lommeli						Daonella lommeli	—	Daonella lommeli	Daonella lommeli	Daonella lommeli	—

Общая шкала [3]			Памир (СССР) [Б. К. Кушлин, 1973 г.; Л. Д. Кипарисова, 1947 г.]	Гималаи [А. Биттнер, 1899 г.; Л. Кристин, 1982 г.]	Тимор и другие острова [А. Крумбек, 1924 г.; А. Ротплетц, 1892 г.]
Ярус	Подъярус	Зона, слои			
Норийский	Верхний	Rhabdoceras suessi (нижняя часть)	<i>Monotis salinaria</i>	—	—
	Средний	Himavatites columbianus	<i>H. fallax</i> <i>H. ex gr. salinarum</i>	<i>H. superbescens</i> (- <i>H. cf. comata</i> Bittner, 1899, t. VII, f. 14, non f. 13)	<i>H. superbescens</i> <i>H. ex gr. salinarum</i>
		Cyrtopleurites bicrenatus			
	Нижний	Javavites magnus	<i>H. ex gr. radiata</i>	—	<i>H. verbeeki</i> <i>H. moluccana</i> <i>H. charlyana</i>
		Malayites paulckeii			
		Mojsisovicsites kerri	<i>H. cf. austriaca</i> <i>H. pamirensis</i> <i>H. aff. striatissima</i>	<i>H. areata</i> <i>H. austriaca</i>	<i>H. styriaca</i> <i>H. austriaca</i>
Карнийский	Верхний	Anatropites		<i>H. fascigera</i>	<i>H. cf. praesuperba</i> <i>H. fascigera</i>
		Tropites subbulatus			
		Tropites dilleri	—	—	
	Нижний	„Sirenites“			
		Trachyceras austriacum			
		Trachyceras aonoides	—	? <i>H. comata</i> (Bittner, 1899, t. VII, f. 13)	? <i>H. zitteli</i> <i>H. comata</i>
Ладинский	Верхний	Protrachyceras archelaus	—	—	—

Юго-Восточная Азия [9]	Японские острова [Т. Кобаяси, К. Аотти, 1943 г.; Т. Кобаяси, Т. Исибаси, 1970 г. и др.]	Приморье (СССР)		Калифорния, Орегон (США) [17]	Аляска [17; Е. Тозер, 1961 г.]
		Ольгинский район [И. Б. Бурий, Н. К. Жарникова, 1981 г.]	Дальнегор- ский район [5; Н. К. Жар- никова, 1981 г.]		
<i>Monotis salinaria</i>	<i>Monotis ochotica</i>	<i>Monotis ochotica</i>	—	—	<i>Monotis subcircu- laris</i>
<i>H. superbescens</i> <i>H. yandongensis</i> (- <i>H. ex gr. lineata</i>)	<i>H. longissima</i> (- <i>H. ex gr. obruchevi</i>)	<i>M. scutiformis</i> <i>Otapiria ussuriensis</i> <i>H. ex gr. obruchevi</i>	<i>H. halorica</i> <i>H. partschi</i>	<i>H. halorica</i> <i>H. ex gr. salinarum</i>	<i>H. cf. fallax</i>
<i>H. ganziensis</i> (- <i>H. ex gr. obsoleta</i>) <i>H. talauana</i>	<i>H. obsoleta</i> <i>H. aotii</i>	<i>H. ex gr. obsoleta</i> <i>H. aotii</i>	<i>H. cf. beyrichi</i>	<i>H. oregonensis</i>	<i>H. alaskana</i> <i>H. dalliana</i> <i>H. ex gr. lineata</i> <i>H. septentrionalis</i>
<i>H. substyriaca</i> <i>H. yunnanensis</i> (- <i>H. ex gr. austriaca</i>)	<i>H. kawadai</i> <i>H. styriaca</i> (о-в Окинава)	<i>H. kawadai</i>	—	—	—
<i>H. ex gr. superba</i> <i>H. xizangensis</i> (- <i>H. ex gr. zitteli</i>)	—	—	—	<i>H. ex gr. superba</i> <i>H. ornatissima</i> <i>H. gigantea</i>	<i>H. aff. austriaca</i> <i>H. aff. omkutchani- ca</i> <i>H. ex gr. superba</i> <i>H. cordillerana</i> <i>H. brooksi</i> <i>H. ornatissima</i>
<i>H. kui</i> <i>H. planicosta</i> <i>H. subcomata</i> <i>H. rugosoides</i>	—	<i>H. talajaensis</i> <i>primorica</i> <i>H. aff. zhilnensis</i>	—	—	<i>H. rugosa</i>
<i>Daonella lommeli</i> <i>D. indica</i>	<i>Daonella yoshimurai</i> (?)	<i>Daonella</i> spp.	—	—	—

границу карнийского яруса), и нижняя граница норийского яруса, проводимая в подошве слоев с *H. kawadai*. Последняя связана с экспансией рода *Halobia*, в особенности подрода *Perihalobia*. Наиболее отчетливо она выражена в геосинклинальных районах Северо-Востока, где массовое появление *Halobia* не затушено обильным бентосом мелководий. Границы галобиевых лон в целом совпадают с границами аммонитовых лон.

Анализ видового состава познетриасовых галобиид Северо-Востока Азии, включающих 44 таксона, показал, что большинство видов являются местными, широко распространенными во всем северо-восточном регионе СССР, на севере Сибири, в Забайкалье и Приморском крае, входивших в позднем триасе в единую биохорию. Четыре вида из указанного числа таксонов общие с видами из Северной Америки (Аляски, Калифорнии) [17]. Виды *H. ornatissima* Smith, *H. brooksi* Smith и *H. aff. omkutchanica* Polub. (*H. zitteli* Lindst., по Э. Тозеру, 1961 г.) широко распространены в лоне *Neosirenites pentastichus*, в низах лона *Sirenites yakutensis* Северо-Востока СССР и не менее широко — в зоне *Tropites dilleri* Северной Америки.

На Северо-Востоке СССР лона *pentastichus* до сих пор параллелизовалась с лоней *Sirenites panseni* канадского стандарта и относилась к нижекарнийскому подъярису. По галобиям лона *pentastichus* является, скорее, коррелятивом позднекарнийской зоны *dilleri*, что заставило нас поставить под вопрос статус лона *panseni* в Северной Америке. Скорее всего, ее объем непостоянен, и верхняя граница является скользящей — по мере продвижения на юг лона выклинивается, так что в Неваде она уже не может быть выделена из-за отсутствия рода *Sirenites*. Здесь мы имеем дело, по-видимому, с постепенным замещением в разрезах теплолюбивых тропитид, не заходящих в бореальные районы, космополитным родом *Sirenites*. Лона *pentastichus* Северо-Востока СССР частично или полностью синхронна зоне *dilleri* и, возможно, лоне *welleri* верхнекарнийского подъяруса Северной Америки. Сейчас это предположе-

ние как-будто бы подтверждается и некоторыми данными по аммоноидеям.

Второй регион, с которым может быть осуществлена уверенная корреляция, — Япония. Общими являются комплексы галобий нижненорийского подъяруса (*H. aotii* Kob. et Ich., *H. kawadai* Yeh., *H. obsoleta* Kob. et Aoti).

Сходство комплексов галобий верхнекарнийского подъяруса с североамериканскими, а нижненорийского подъяруса с японскими указывает на существование широких и незатрудненных (для галобиид) связей между соответствующими регионами и Северо-Востоком Азии в определенные периоды позднего триаса и о принадлежности их в эти периоды к единым биохориям по галобиидам (аммониты указанных регионов имеют значительно меньше общего).

Связь с остальными регионами земного шара, главным образом с областью Тетис, по-видимому, не была прямой и свободной ни в одном из периодов позднего триаса. Дифференциация галобий на видовом уровне существовала, общих видов практически не было. Предыдущие исследователи несколько завышали значение альпийских видов в составе комплексов галобий Северо-Востока СССР.

В этом отношении интересен другой признак — одинаковая последовательность морфологически сходных, но относящихся к разным видам, параллельно развивающихся форм. В качестве примера можно привести корреляцию североазиатских и альпийских видов галобий. Начиная с самых нижних горизонтов карнийского яруса, отмечается большое сходство видов *H. fluxa* (Mojs.) с *H. talajaensis* Polub., *Daonella* (?) *cassiana* Mojs. с *H. zhilnensis* Polub.; в нижненорийском подъярсе — *H. styriaca* (Mojs.) с *H. kawadai* Yeh., *H. austriaca* Mojs. с *H. aotii* Kob. et Ich., *H. charlyana* с *H. neregensis* Polub. и т. д. При этом отождествить виды нельзя, поскольку между ними имеются явные различия, которые становятся закономерными, — одновозрастные виды из удаленных регионов, как правило, отличаются одним—двумя признаками, общими для всего филетического ряда форм в каждом регионе. Например, га-

лобии Северо-Востока СССР в целом отличаются от одновозрастных альпийских галобий всегда более широким передним ушком и более асимметричной ребристостью раковины при общем сходстве других признаков. Такие формы можно отнести к категории викарирующих, которые имеют большее корреляционное значение.

При разработке общей схемы корреляции познетриасовых галобиид (см. таблицу) автором детально проанализированы, помимо данных по Северо-Востоку СССР, все известные к настоящему времени материалы по галобиидам южных районов СССР (Карпаты, Крым, Кавказ, Закавказье, Памир, Приморье), изучены имеющиеся коллекции из этих районов, а также вся литература по познетриасовым галобиидам земного шара. Выделены пять реперных уровней с галобиидами.

I уровень — с *Zittelihalobia zitteli* (Lindst.) выделяется в основании карнийского яруса. Он известен в Альпах, на островах Свальбард и Тимор, Северо-Востоке СССР. Вместе с *Z. zitteli* или непосредственно выше (в пределах зон аоп и аопидес общей шкалы) во многих районах встречаются своеобразные галобииды без надлома ребер или со слабым надломом в нижней части раковины. Это *H. haberfelneri* Kittl, *H. vixaurita* Kittl в Альпах и на Балканах [12], *H. kui* Chen, *H. planicosta* Yin et Hsü, *H. subplanicosta* Chen в Юго-Восточной Азии [9], *H. zhilnensis* Polub., *H. korkodonica* Polub., *H. talajaensis talajaensis* Polub. на Северо-Востоке СССР, *H. talajaensis primorica* Polub. et. Zhagn. в Приморье. Все перечисленные виды знаменуют переход от *Daonella* к *Indigirohalobia*, но возникают они в различных регионах, видимо, параллельно, а позднее продолжают развиваться лишь в Бореальной области.

II уровень — с *Zittelihalobia praesuperba* (Kittl) находится в верхнекарнийском подъярсе. Виды, морфологически близкие к *H. praesuperba*, но практически нигде не отождествляемые и не сопоставляемые с этим альпийским видом, известны в Альпах, на Балканах, в Крыму, Иране, на о-ве

Тимор, в Китае, на Северо-Востоке СССР и Аляске. В двух последних регионах этому виду близки *H. omkutchanica* Polub. и *H. ornatissima* Smith.

III уровень — с *Halobia austriaca* Mojs. и *H. styriaca* (Mojs.) — трассирует основание нижненорийского подъяруса почти на всем земном шаре. Он известен в Альпах, Апеннингах [11], Сицилии, Динаридах, на Балканском полуострове, в Болгарии, Венгрии [10], Малой Азии, на Кавказе, Памире, на о-ве Тимор и других островах Индонезийского архипелага, на о-ве Окинава. На Северо-Востоке СССР, в Приморье, Японии, Крыму и, по-видимому, на Аляске уровню с *H. austriaca* отвечают слои с *H. aotii*, а слоям с *H. styriaca* — слои с *H. kawadai*. В большинстве тетических регионов *H. austriaca* появляется в самой поздней части карнийского века [13], предшествуя появлению *H. styriaca* [16], тогда как на Северо-Востоке СССР и в Приморье *H. aotii* появляется позднее, чем *H. kawadai*, и распространяется до средненорийского подъяруса включительно.

IV уровень — с *Halobia charlyana* Mojs. — непосредственно сменяет предыдущий. Прослеживается он во многих районах Западного Тетиса, очень отчетливо — на о-ве Тимор, известен в Юго-Восточной Азии. На Северо-Востоке СССР на этом уровне часто встречается *H. neregensis* Polub. — возможный викариант *H. charlyana*.

На Аляске данному уровню примерно отвечает своеобразный комплекс, состоящий из видов *H. alaskana* Smith, *H. septentrionalis* Smith, *H. dalliana* Smith, *H. ex. gr. lineata* Münster. [17]. Почти идентичный комплекс видов недавно определен автором для территории Западного Кавказа. Вид *H. dalliana* Smith относится к своеобразной группе видов *H. radiata* Gemm., представители (виды *radiata*, *hyatti*, *daltoni*, *verbeeki*), которой известны в нижненорийском подъярсе Сицилии, в Альпах, на Памире, о-ве Тимор, Аляске.

V уровень — с *Halobia halorica* Mojs.-H. *dilatata* Kittl) намечается для самых молодых — средненорий-

ских отложений с галобиями. Он отчетливо прослеживается по всему Западному Тетису [11], известен в Дальнегорском районе Приморья и в штате Орегон (США). На Северо-Востоке СССР и в Японии, куда представители группы *H. salinarum* Вронн и *H. lineata* Münst. не проникали, основными показателями этого уровня являются *Zittelihalobia obruchevi* (Kippar.), *Z. superbescens* (Kittl), *Z. aff. fallax* (Mojs.), дающие последнюю вспышку видообразования рода *Zittelihalobia* и широко распространенные по всему земному шару. Они известны в Новой Зеландии, на о-ве Тимор, в Гималаях, на Памире, в Крыму, на о-ве Свальбард.

Как видно из общей схемы корреляции, наиболее эндемичны комплексы галобий Северо-Восточной и Юго-Восточной Азии. Комплексы остальных регионов земного шара имеют значительно большую общность.

Необходимо отметить, что предлагаемая корреляция в целом еще до известной степени условна. Положение комплексов определяется с учетом проведенного автором анализа палеонтологического материала и всех новейших данных по биостратиграфии верхнего триаса. Уровень с *H. styriaca* и *H. austriaca* перемещен в основание норийского яруса. Выше сохранена установленная разными авторами последовательность комплексов галобий, иногда с некоторым пересмотром видовой принадлежности и своим суждением о возрасте тех или иных форм.

Обращает на себя внимание почти повсеместный пробел, отвечающий позднекарнийскому этапу развития галобий. Достоверно позднекарнийские галобии известны пока только на Северо-Востоке СССР, в Северной Америке и один-два вида — из Северных Альп. В процессе изучения галобий в разных странах этот пробел будет заполняться. Но все же главная причина его существования заключается, видимо, в том, что в тетических районах галобии в позднекарнийское время были распространены весьма незначительно. Расцвет их, связанный с экспансией рода *Halobia*, несомненно, приходится на ранне-средненорийское время.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас триасовой фауны и флоры Северо-Востока СССР/Ю. М. Бычков, А. С. Дагис, А. Ф. Ефимова и др. М., Недра, 1976.
2. Бычков Ю. М., Ефимова А. Ф. Новые поздне триасовые *Monotia* и *Halobia* Северо-Востока СССР. — В кн.: Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. Вып. 2, ч. I. М., 1968, с. 186—188.
3. Жамойда А. И., Романовская Г. М., Ростовцев К. О. Общая стратиграфическая шкала триасовой системы. — В кн.: Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 20. Л., 1982, с. 35—37.
4. Кипарисова Л. Д. Верхнетриасовые пластинчатожаберные Колымско-Индиго-Камчатского края. — В кн.: Труды Арктического института. Т. 30. Л., 1936, с. 73—136.
5. Кипарисова Л. Д. Новые находки триасовой фауны в бассейнах рр. Колымы и Гижиги. — В кн.: Фауна триасовых отложений Охотско-Колымского края и западного побережья Камчатки. М.—Л., 1937, с. 3—16. (Мат-лы Дальстроя, вып. 5).
6. Корчинская М. В. Распространение натгорститов в триасовых отложениях Свальбарда. — В кн.: Мезозойские отложения Свальбарда. Л., 1972, с. 64—74.
7. Полуботко И. В. Раннекарнийские галобии Северо-Востока Азии. — Палеонтолог. журнал, 1980, № 1, с. 47—54.
8. Попов Ю. Н. Новый вид из семейства *Halobiidae* в верхнем триасе Индиго-Колымского края. — В кн.: Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 3. Магадан, 1948, с. 147—150.
9. Фауна и флора Китая. Пластинчатожаберные Китая. Ред. Чен Чучен. Пер. с кит. М., Наука, 1976.
10. Balogh K. Pelecypods from the Late Triassic of the South-Gemericum I. — Acta mineral-petrogr. Szeged., 1976, v. 22, N 2, p. 285—296.
11. De Capoa Bonardi R. Le Daonella e le Halobia della serie calcareo-silicomarnosa dell'Lucania (Appennino Meridionale). Studi paleontologico e biostratigraphico. — Boll. Soc. Natur. Napoli, 1970, v. 78.
12. Encheva M. Phylogenetic development of the family Posidonidae and the genera Daonella and Halobia (Bivalvia; Triassic). — Geol. Balcan., 1978, v. 8, N 2, p. 55—61.
13. Gruber B. Unternorische Halobien (Bivalvia) aus Bosnien, Jugoslawien. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss. Wien. math. naturw. Kl., 1975, Abt. I, Bd. 183, H. 4—7, S. 119—130.
14. Gruber B. Neue Ergebnisse auf dem Gebiet der Ökologie, Stratigraphie und Phylogenie der Halobien (Bivalvia). — Mitt. Geol. Bergbaustud. Österr., Wien., Bd. 23, 1976, S. 181—198.
15. Krystyn L. Eine neue Zonengliederung in alpin-mediterranen Unterkarn. — In: Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias. Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., Wien, New-York, Springer-Verb. 1978, Bd. 4, S. 37—75.
16. Krystyn L. Stratigraphy of the Hallstatt region. — Abh. Geol. Bundesanst. 1980, Bd. 35, S. 69—98.
17. Smith J. P. Upper Triassic marine invertebrate faunas of North America. — Profess. Paper U. S. Geol. Surv., 1927, N 141.

УДК 552.313 : 551.762/781 (4-924.76)

Т. А. ГАСАНОВ (Упр. геологии АзССР)

Вулканы Шахдагского хребта Малого Кавказа: юра или палеоген?

Шахдагский хребет — высокогорное сооружение Малого Кавказа, служащее водоразделом бассейна правых притоков р. Куры (Шамхорчай, Гянджачай, Дзегамчай, Лавчай и др.) и оз. Севан. В его геологическом строении принимают участие карбонатные, терригенные, флишоподобные и вулканогенно-осадочные образования юры,

мела, палеогена и породы офиолитовой ассоциации. Наиболее широко распространены вулканы, менее развиты известняки и флишоподобные палеогена (рис. 1).

Основная цель настоящей статьи — анализ стратиграфического положения и обоснование возраста известняков, но особенно — мощных вулканогенно-

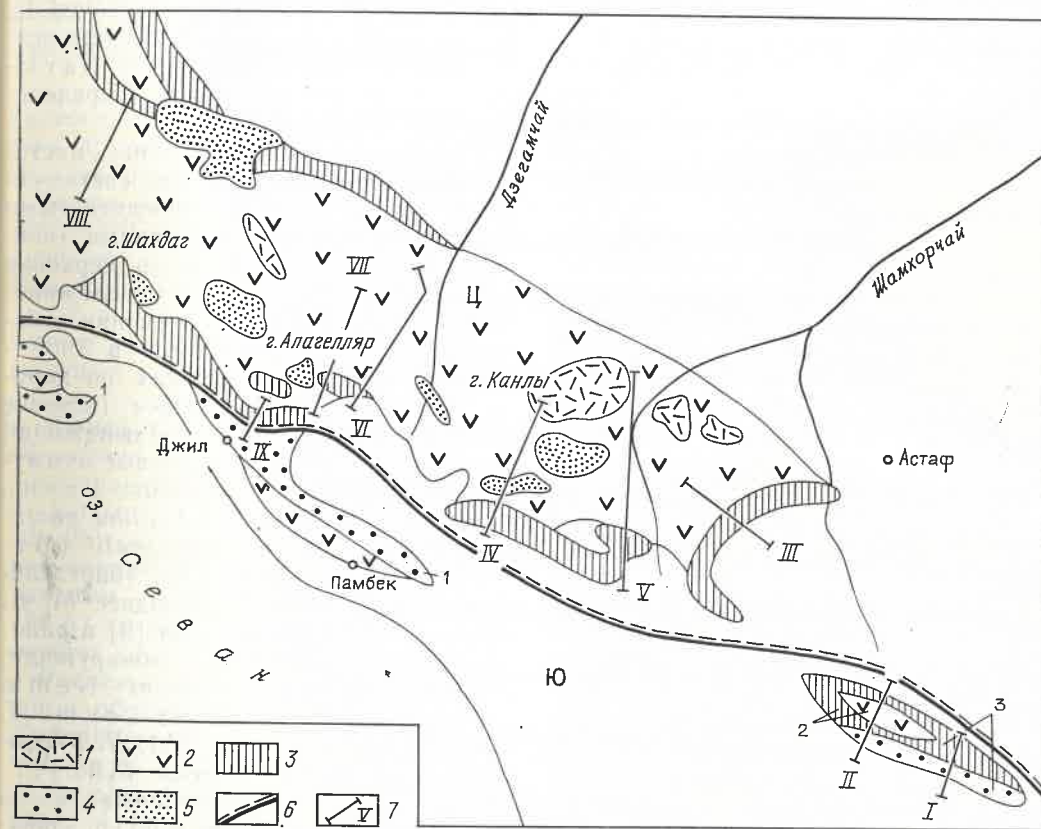


Рис. 1. Распространение отложений палеогена

I — липарито-дациты, дациты и их пирокластиты; II — вулканогенно-пирокластические среднего эоцена, III — известняки и известково-туфогенные нижнего эоцена, IV — флишоподобные терригенные — палеогена, V — четвертичные; 6 — граница подзон: Ц — Центральной, Ю — Южной; 7 — разрез и его номер: I — Джамилли, II — от вер-

ховья р. Гандара до оз. Гекгель, III — от верховья р. Кикюрдачай (через гору Чобандаг) до горы Елледит, IV — от горы Годжадаг до горы Канлы, V — верховья р. Шамхорчай, VI — верховья р. Чатиндара, VII — гора Алагелляр, VIII — Шахдагский перевал, IX — с. Джил; 1—3 — участки Южной подзоны: 1 — Памбакский, 2 — Гекгельский, 3 — Джамиллинский

осадочных образований центральной части Шахдагского хребта. Вопрос об их возрасте дискуссионен в связи со скудостью находок органических остатков. К. Н. Паффенгольц [12], исходя из региональных построений, считал мощные вулканы (2800 м) среднеюрскими. Принадлежность этих пород к палеогену впервые фаунистически обосновал Р. Н. Абдуллаев [1], что нашло отражение на геологической карте 1962 г. и подтверждено нашими многолетними исследованиями [7, 8, 10, 11]. Такой возраст вулканов принимался на геологической карте 1973 г., составленной Р. Н. Абдуллаевым, М. Г. Агабековым, Ш. А. Азизбековым и др.

Однако в 1975 г. была издана Геологическая карта Азербайджанской ССР (А. А. Байрамов, Т. Г. Гаджиев и С. А. Али-Заде), а позднее — Карта магматических и рудных формаций [13], где все вулканы, а на многих участках и карбонатно-терригенные отложения Шахдагского хребта, без достаточных оснований отнесены к бату. Но субвулканы основного и среднего состава, многочисленные интрузивы габброидов и кварцевых сиенит-диоритов считаются позднеэоценовыми.

Естественно, что отсутствие единого взгляда на датировку возраста вулканов и карбонатно-терригенных образований Шахдагского хребта осложнило решение вопроса о его истории развития в данный период и о направлении поисково-разведочных работ в этом регионе. Ниже по результатам анализа материала, собранного нами при геологической съемке 1960—1975 и 1980 гг., дается обоснование возраста мощных толщ вулканогенных пород хребта.

Шахдагский хребет входит в состав одноименного синклиория второго порядка, расположенного на восточном окончании Дилижан-Красносельского синклиория Севано-Акеринской зоны. По типу строения разрезов палеогена здесь выделяются две подзоны — Центральная и Южная. Для первой характерны преимущественно вулканогенные образования, для второй — флишоподобные.

Центральная подзона. Нижнеэоценовые отложения этой подзоны

представлены двумя толщами — туфогенно-осадочной (400 м) и известняковой (320 м). Туфогенно-осадочная толща распространена на северо-восточном склоне Шахдагского хребта и прослеживается от левобережья верховья р. Дзегамчай до горы Сарыял на расстояние 30 км. Представлена она светло-голубоватыми песчаниками, светло-серыми туфопесчаниками, туфитами, рассланцованными полимиктовыми туфопесчаниками с линзами и пачками (мощностью до 15 м) известняков и мелкообломочными туфоконгломератами. Наиболее широко развиты туфопесчаники, составляющие не менее 60 % мощности толщ. Из известняков в двух пунктах (в 4 км юго-западнее с. Ново-Ивановки и южнее вершины горы Сарыял) нами собрана характерная обильная нижнеэоценовая фауна — *Nummulites pustulosus* H. Douvil., *N. praelucasi* H. Douvil., *N. cf. planulatus* (Lam.) N. praeurchisoni Nemk. et Barkhat., *N. globulus* Leym. (определения Т. А. Мамедова).

Туфогенно-осадочная толща местами фациально замещается светло-серыми песчанистыми, гравелитистыми и нуммулитовыми известняками (южнее горы Дарвадаг и в верховьях р. Ахынджачай), которые прослеживаются на расстояние до 3 км при мощности 20—120 м. Нами в 1968—1969 гг. в этих известняках по дороге Башкент — Красносельск (кочевье Кафтар) и в верховьях р. Ахынджачай также найдены нижнеэоценовые нуммулиты — *Nummulites atacicus* Leym., *N. planulatus* (Lam.), *Assilina pustulosa* Douv., *Discocyclus pratii* (Michel.), *D. umbo* Schafh. (определения Ш. А. Бабаева). Позднее М. А. Кашкай и М. А. Багманов [9] в районе с. Ново-Ивановки обнаружили *Nummulites praeurchisoni* Nemk. et Barkhat., *N. atacicus* Leym., *N. partschi* de la Harpe (A), *N. irregularis* Desh., *N. bolcensis* Müniér Chalmas, *N. burdigalensis* de la Harpe, *N. munchisoni* Rütin. Однако названные исследователи все нижележащие мощные известняки (500 м) распространенные на горе Дарвадаг также ошибочно относят к нижнеэоцену, а подстилающие их туфогенно-осадочные отложения — условно

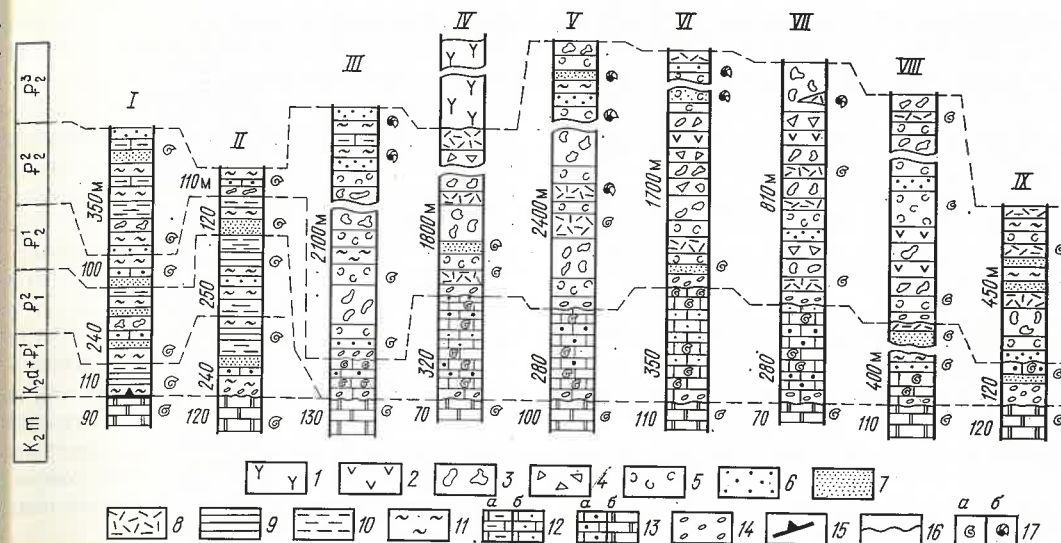


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов палеогеновых отложений
1 — липариты, липарито-дациты и их пирокластиты; 2 — андезиты и андезито-базальты; 3 — туфоконгломераты; 4 — туфобрекчии; 5 — туфиты; 6 — туфопесчаники; 7 — песчаники; 8 — туфогравелиты; 9 — глинистые сланцы; 10 — алевролиты; 11 — аргиллиты;

палеоцену и нижнему эоцену. По данным других авторов [1, 2, 6, 7, 11], возраст этих пород позднемеловой.

Толща известняков нижнего эоцена (280—320 м) на Шахдагском хребте впервые была выделена нами [7]. Она прослеживается прерывистой полосой с северо-запада на юго-восток как на северном (от р. Чатиндара до верховья р. Левчай), так и на южном склоне хребта (от с. Арданыш до с. Джил). Известняки представлены обломочными, брекчированными и слабобесчанистыми разностями, которые с небольшим угловым несогласием (3—25°), а местами (на северо-восточной окраине с. Джил. АрмССР) с базальным конгломератом в основании (80 м) залегают на карбонатных отложениях кампана — маастрихта (рис. 2).

Раннеэоценовый возраст известняков обосновывается присутствием *Nummulites cf. lucasi* d'Arch., *N. planulatus* (Lam.), *Discocyclus cf. sella* (d'Arch.) (определения И. В. Качарава, Н. Ш. Салуквадзе), *Nummulites pustulosus* H. Douvil., *N. praelucasi* H. Douvil., *N. pratti* d'Arch., *N. nitidus* de la Harpe, *N. planulatus* (Lam.), *N. globulus* Leym., *Discocyclus pratii* (Michel.) (определения Т. А. Мамедова, Ш. А. Бабаева), *Num-*

12 — известняки: а — глинистые, б — песчанистые; 13 — то же, гравелитистые (а) и толстослойные (б); 14 — базальные конгломераты; 15—16 — границы: 15 — тектонические, 16 — несогласные; 17 — местонахождения: а — макрофауны, б — микрофауны; разрезы I—IX — см. рис. 1

mulites praeurchisoni Nemk. et Barkhat., *N. irregularis* Desh. (определения И. В. Качарава, Н. Ш. Салуквадзе и Т. А. Мамедова), собранных из обломочных, песчанистых и гравелитистых известняков южнее гор Чобандаг, Караархач, Алагелляр. Годжадаг, в верховьях рек Шамхорчай, Кикюрдчай и Магучай, между селами Арданыш и Джил.

Отложения среднего эоцена в вулканогенно-осадочной литофации (шахдагская свита) широко развиты в центральной части Шахдагского хребта и прослеживаются от перевала Чамбарак до р. Кикюрдчай. Они делятся [11] на шесть толщ (снизу вверх): пирокластическую, вулканогенную, осадочно-пирокластическую, пирокласто-осадочную, осадочную и вулканомиктовую. Указанные толщи в целом хорошо сопоставляются с аналогичными образованиями северо-восточной части оз. Севан [3], Кельбаджанского района [14] и др.

Характерная особенность отложений среднего эоцена — преобладание в нижней части их разреза туфогенно-осадочных, в средней — пирокластолавовых, а в верхней — вулканомиктово-карбонатных литофаций. Ранне-среднеэоценовый возраст вулканоген-

но-осадочных образований впервые установлен Р. Н. Абдуллаевым [1], который в 1956 г. на западном склоне горы Канлы (по правому притоку р. Чатиндара) в прослоях плотного тонкозернистого известковистого песчаника собрал *Nummulites* cf. *irregularis* Desh., *Nummulites* sp. (определения Н. И. Мревлишвили). Позднее среднеэоценовый возраст пород был доказан [6, 8] находками нуммулитов *Nummulites pratti* d'Arch., *N. murchisoni* Rütim., *N. ataticus* Leym., *N. partschi* de la Harpe (A), *N. ex. gr. distans* Desh. (A), *Discocyclina pratti* (Michel.), *D. nummulitica* Gümb., *D. archiaci* Schlumb., *D. discus* (Rütim.), *D. umbo* Schafh. (определения Т. А. Мамедова, И. В. Качарава и Н. Ш. Салуквадзе), собранных в слабоизвестковистых гравелитах нижней части разреза вулканогенных пород в 1,7 км юго-восточнее горы Чобандаг, в 2 км юго-западнее горы Канлы и северо-восточнее горы Алагелляр.

Кроме того, в 2,5 км к северо-востоку от сел Артданыш и Джил, в 200 м выше основания разреза, в туф-фитах и туфогравелитах обнаружена среднеэоценовая фауна: *Nummulites murchisoni* Rütim., *N. distans* Desh. (A), *N. anomalis* de la Harpe, *Discocyclina pratti* (Michel.), *D. augustae* Weijden, *Asterocyclina stella* (Schl.), *Operculina* sp. (определения Ш. А. Бабаева). Исключительно важны находки *Nummulites ataticus* Leym., *N. distans* Desh. (A), *N. partschi* de la Harpe (A), *Discocyclina pratti* (Michel.), *D. andrusovi* Cizanc., *D. sella* (d'Arch.), *D. archiaci* Schlumb. (определения Ш. А. Бабаева) в средней части разреза верховьев р. Шамхорчай.

В рассматриваемых отложениях встречена среднеэоценовая микрофауна — *Acarinina triplex* Subb., *A. pseudotopilensis* Subb., *Globigerina inaequispira* Subb., *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* Subb., *G. eocaenica eocaenica* Terq., *Cibicoides ventratumides* Mjatl., *C. cf. praelopjanicus* Mjatl., *Nodosaria midwayensis* Cushman (определения Р. М. Алиевой), собранная нами в 1980 г. в аргиллитах, алевролитах и песчаниках в верховьях р. Магучай на хр. Елли-

боюн. Кроме того, на хр. Чанлыял пачках алевролитов из средней части разреза вулканомиктовой толщи также обнаружена среднеэоценовая микрофауна — *Acarinina rotundimarginata* Subb., *A. triplex* Subb., *Globigerina subtriloculinoides* Chalil., *G. inaequispira* Subb., *G. pseudoeocaena trilobata* Subb. (определения Р. М. Алиевой).

Образования среднего эоцена Шахдагского хребта прослеживаются через с. Красносельское до г. Дилижан (АрмССР), далее они через с. Кизилдаш уходят на территорию Грузии, через Амасийский район — в Турцию [5]. На многих участках, по данным Г. М. Акопяна и др. [3], в них собраны многочисленные среднеэоценовые нуммулиты.

Отложения верхнего эоцена развиты в верховье р. Шамхорчай, в районе гор Канлы, Чобандаг, Камышлы и Муртуздаг, представлены вулканитами (700 м) андезитового, андезит-дацитового, дацитового, липарит-дацитового состава. Они выделены нами как канлинская свита в центральной части Шахдагского синклинория второго порядка, где слагают Канлинскую синклинальную складку северо-западного простирания. Повсюду эти породы несогласно перекрывают различные горизонты вулканогенно-осадочных образований среднего эоцена.

Канлинская свита по литологическому составу делится на три толщи (снизу вверх) — осадочно-пирокластическую, лавокластическую и вулканомиктовую. Следует отметить, что в средней части ее разреза встречаются кислые разности — липариты и липарит-дациты, образующие между горами Камышлы и Канлы выдержанные эффузивные покровы, породы которых содержат крупные вкрапления кварца (0,2—1,0 см). Присутствие последних и внешнее сходство с порфирами средней юры дало основание К. Н. Паффенгольцу [12] отнести всю толщу к средней юре. Р. Н. Абдуллаев эти отложения первоначально датировал батом [1], а позднее — верхами среднего и низами верхнего эоцена [2], Г. И. Керимов и Т. Аб. Гасанов в 1967 г. — миоцен-плиоценом. Однако определения абсолютного возраста четырех образцов (андезит-дациты, дациты и липарит-дациты), взятых нами

в 1971 г. из различных мест горы Канлы, показали цифру 43 ± 1 млн. лет, что соответствует верхнему эоцену [8].

На территории Шахдагского синклинория вулканическая деятельность в позднем эоцене по сравнению со средним эоценом проявилась значительно слабее. В районе горы Канлы довольно четко устанавливается такая последовательность излияний вулканических продуктов верхнего эоцена. В низах верхнего эоцена наблюдается ритмичное чередование маломощных средне-обломочных агломератовых туфов дацит-андезит-дацитового состава с туф-фитами и туфопесчаниками. Количество обломочного материала возрастает с юго-востока на северо-запад. Извержения носили центральный характер, центры извержений находились в районе горы Канлы, о чем свидетельствует увеличение размеров обломков лавобрекчий и туфов.

Позднеэоценовый эффузивный вулканизм Шахдагского хребта завершился внедрением субвулканических тел дацитового, андезит-дацитового, липарит-дацитового и трахиандезитового состава, которые образуют штоки, лакколиты, линзы, силлы и дайки. Эти тела обнажаются в ряде пунктов в районе гор Чобандаг, Муртуздаг, Канлы, Дашархач, на левобережье р. Шамхорчай, в русле р. Баджанка и др.

Южная подзона. Палеогеновые отложения иного типа развиты в южной части Шахдагского хребта на северо-западной оконечности Сарыбабинской офиолитовой подзоны. Здесь они представлены флишными породами, выполняющими синклинальные структуры трех разобщенных участков, названных нами Памбакским, Гейгельским и Джамиллинским. Стратиграфия этих участков изучалась К. Н. Паффенгольцем [12], Э. Ш. Сихалибейли [14], Т. Аб. Гасановым [8], Г. С. Арутюняном и С. Д. Соколовым [4] и другими исследователями, однако единого мнения о возрасте флишных отложений не существует.

По данным наших работ, в разрезе всех трех участков выделяются дат-нижнепалеоценовые, верхнепалеоценовые, нижне- и среднеэоценовые отложения. Дат-нижний палеоцен представлен глинистыми сланцами, ар-

гиллитами, алевролитами, песчаниками, глинистыми и песчанистыми известняками, реже, гравелитами. Характерны преобладание песчаников и гравелитов, появление в нижней и средней частях разреза будинированных известняков, а в верхней — аргиллитов и алевролитов. Все эти породы выделяются как памбакская свита, наибольшая мощность которой (375 м) отмечена у с. Памбак.

На Гейгельском и Джамиллинском участках дат-раннепалеоценовый возраст флишников установлен нами по микрофауне *Gyroidina globosa* (Hagenov), *Pullenia coryelli* White, *Globorotalia angulata* (White), *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Gaudryina retusa* Cushman, *Bulimina inflata* Seg., *Bolivina subincrassata* Chalil., определенной З. В. Кузнецовой из аргиллитов, алевролитов и известковистых песчаников оз. Гейгель, верховьев рек Левчай, Дариндарачай и Конгурчай, районов сел Гюнейпея, Ялкент и Джамилли. В перечисленных местонахождениях флишная дата — нижнего палеоцена согласно перекрываются отложениями верхнего палеоцена.

Верхний палеоцен образован флишом переслаивающимися глинистыми сланцами, аргиллитами, глинистыми известняками, песчаниками и реже гравелитами (джильская свита мощностью 50—250 м). На участках Памбак, Гейгель и Джамилли в них обнаружена микрофауна верхнего палеоцена — *Allomorphina inasperta* Vetr. (in litt.), *Stensioina caucasica* (Subb.), *S. whitei* Mor., *Proteonina complanata* Franke, *Globorotalia pseudomenardii* (Bolli), *G. nana* Chalil., *G. quadritriloculinoides* Chalil. (определения С. В. Ветровой). Отложения согласно перекрываются песчаниками нижнего эоцена.

Нижний эоцен, представленный терригенной и терригенно-карбонатной фациями (джамиллинская свита мощностью 80—140 м), впервые выделен нами в 1967 г. на Гейгельском и Джамиллинском участках на основании находок нуммулитов — *Nummulites lucasi* d'Arch., *N. planulatus* (Lam.), *N. praelucasi* H. Douvill. (определения И. В. Качарава и Н. Ш. Салуквадзе), собранных из известковистых песчани-

ков. Позднее близкие по возрасту отложения были установлены Г. С. Арутюняном и С. Д. Соколовым [4] на Памбакском массиве. Они постепенно сменяются песчано-конгломератовой литофацией среднего эоцена.

Средний эоцен сложен толщей флишoidalного чередования терригенных и терригенно-карбонатных отложений (100—350 м), широко развитых на Гейгельском и Джамиллинском участках (гейгельская свита). Для них характерно появление конгломератов и сильногравелитистых известняков в средней части разреза. Среднеэоценовый возраст отложений обоснован нуммулитами: *Nummulites prati d'Arch.*, *N. murchisoni* Rütim., *N. partschi de la Harpe* (A) (определения И. В. Качарава, Н. Ш. Салуквадзе), обнаруженными в песчанистых и гравелитистых известняках на водоразделе рек Левчай, Гейгельчай и Конгурчай, у с. Джамилли и в верховье р. Богдадагсу. Необходимо отметить, что еще в 1959 г. Т. Н. Насибовым и А. Н. Мусаевым у сел Джамилли и Сеидляр в песчанистых и гравелитистых известняках были найдены среднеэоценовые нуммулиты — *Nummulites atacicus* Leym. (B), *N. subatocicus* H. Douv. (?), *N. granifer* H. Douv., *N. guettardi d'Arch.*, et *Na im.*, *N. rotularis* Desh., *N. oosteri de Harpe*, *N. globulus* Leym., *N. obtusus* Sow., *Assilina granulosa* (d'Arch.) (определения Т. А. Мамедова, М. А. Багманова).

Для отложений среднего эоцена Гейгельского и Джамиллинского участков типично преобладание конгломератовой литофации в верхней части разреза. Аналогичные породы, встречающиеся на Памбакском участке в верхах разреза нижнего эоцена [4], также следует считать среднеэоценовыми (300—400 м). Приведенные данные показывают, что возраст флишoidalов Сарыбабинской подзоны определяется в широком диапазоне — от дата-раннего палеоцена до среднего эоцена включительно, а выделение отложений верхнего эоцена маловероятно.

Таким образом, вулканогенно-осадочные породы Шахдагского хребта имеют палеогеновый, а не юрский возраст. Они развиты в двух различных

структурно-формационных подзонах — Центральной и Южной, отличающихся друг от друга литофациальными особенностями. Для Центральной подзоны характерно широкое распространение карбонатно-туфогенных (нижний эоцен), и, особенно, вулканогенных образований (средний и верхний эоцен), а для Южной — пород терригенно-флишoidalной фации (дат-нижний палеоцен, верхний палеоцен, нижний и средний эоцен).

Обнаружение палеогена на Шахдагском хребте позволяет уточнить легенды геологических карт, правильно расшифровать историю геологического развития и тектонику этой части Малого Кавказа, что необходимо для выбора оптимального направления поисково-разведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллаев Р. Н. О возрасте эффузивно-пирокластической толщи северного склона Шахдагского хребта (Малый Кавказ). — Докл. АН АЗССР, 1956, № 5, с. 48—52.
2. Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, Изд. АН АЗССР, 1963.
3. Аюбян Г. М., Вергуни А. Т., Птухьян А. Е. Палеогеновая система. — В кн.: Геология СССР. Т. XLIII. М., 1970, с. 113—165.
4. Арутюнян Г. С., Соколов С. Д. Новые данные по стратиграфии и тектонике северо-восточного побережья оз. Севан. — Изв. АН СССР. Сер. геолог., 1973, № 12, с. 83—88.
5. Асланян А. Т. Тектоника. — В кн.: Геология СССР. Т. XLIII. М., 1970, с. 366—395.
6. Гасанов Т. Аб. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Ахынджачая и Дзегамчая. Автореф. канд. дис. Баку, Изд. АН АЗССР, 1965.
7. Гасанов Т. Аб. Нижнеэоценовые отложения центральной части Малого Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геолог., 1968, № 9, с. 91—97.
8. Гасанов Т. Аб. Тектоническое положение и история формирования офиолитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Автореф. докт. дис. Тбилиси, АН ГрузССР, 1980.
9. Кашкай М. А., Багманов М. А. Новые данные о нижнепалеогеновых отложениях центральной части Малого Кавказа. — Изв. АН АЗССР. Сер. Наука о Земле, 1969, № 3, с. 3—9.
10. Керимов Г. И., Гасанов Т. Аб. Геологическое развитие и магматизм Шахдагского синклинория (Малый Кавказ). — Сов. геология, 1972, № 6, с. 70—78.
11. Керимов Г. И., Гасанов Т. Аб. Среднеэоценовый вулканизм Шахдагского хребта (Малый Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геолог., 1975, № 12, с. 113—115.
12. Паффенгольц К. Н. Стратиграфия палеогена Малого Кавказа. Л., Недра, 1979.

13. Принципы выделения магматических и рудных формаций Азербайджана/Т. Г. Гаджиев, М. М. Мамедов, Е. И. Потапова, Э. С. Сулейманов. Баку, Изд. АН АЗССР, 1981.

УДК 552.5 : 551.84 (470.1)

В. Н. ТИХИЙ (ВНИГРИ)

О природе девонских карбонатных массивов в бассейне Печоры

В Тимано-Печорской провинции гряды карбонатных уступов, генетически близкие к таковым системы Камско-Кинельских прогибов Поволжья и Прикамья, были впервые выявлены М. М. Грачевским и др. [5] и приняты ими за барьерные рифы. Эти пологие поднятия, как и на юге [12], представляли собой борты депрессий рельефа морского дна, унаследованных от доманиковых ванн — внутренних глубоководных зон эпиконтинентального бассейна. Располагаясь обычно на склонах тектонических прогибов, они в общем повторяют элементы структурного плана провинции, хотя сами борты не находят в нем прямого отображения.

Рассматриваемые системы, возникавшие в процессе дальнейшего развития доманиковых ванн, значительно отличаются друг от друга. Они прежде всего связаны с обособленным положением Тимано-Печорской части девонского моря востока Русской плиты и указывают на ее тесную связь с размывавшейся сушей Тимана. Последняя погружалась с северо-запада на юго-восток и служила мощным источником терригенного материала в течение всего девона. Одновременно с размывом суши происходило глубокое погружение главной осевой структуры субрегиона в позднедевонскую эпоху — древнего Печорского авлакогена.

Эти процессы наложили существенный отпечаток на развитие прогибов камско-кинельского типа в бассейне Печоры — изменилось время формирования уступов и характер заполнения прогибов. В притиманской части бассейна в позднедевонское и раннефаменское время фациальная обстановка осадконакопления была иной. Появились толщи глин с пластами алевролитов и песчаников, сидерит, бурые окислы железа; бескарбонатность некоторых глин свидетельствует об опресненности среды; фиксируются размывы. На северо-западе борты прогибов близки к контурам Печорского авлакогена и, по-видимому, обнаруживают большую связь с тектоникой.

Ложе унаследованных прогибов и карбонатных уступов, на огромной территории сложенное глинами, простирается с запада на восток на 150 км, приближаясь по размерам к платформенной части доманикового бассейна. Осевая часть этой ванны на востоке совпадает с прогибами Вангыр-Вишерской системы [14]. Осевой прогиб напоминает Камско-Кинельский и, вероятно, является его продолжением. Он изучен Т. И. Кушнareвой [6] по керну скважины Нижнеомринской, Жебольской, Еджид-

14. Шихалибеи Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Баку, Изд. АН АЗССР, 1964, т. 1; 1967, т. 3.

Кыртинской структур и по скважине Ньюмылга.

Разрез верхнего девона, начиная с доманиковой свиты, как и в осевой части Камско-Кинельского прогиба Поволжья, представлен битуминозными кремнеизвестняками и мергелями с фауной доманиковых фаций; на западе среди них появляются пласты серых известняков с фауной открытого моря. Несмотря на весьма небольшую (около 50 м) мощность этих отложений, они, судя по фауне конодонтов, представляют стратиграфически полный разрез фаменского яруса. Западный карбонатный борт прогиба сложен толщей светлых фаменских известняков мощностью более 500 м. Влияние Тиманской суши на этот осевой прогиб почти не распространялось. С востока он ограничен карбонатными отложениями Елецкой структурно-фациальной зоны Северного Урала и Шежим-Патокского поднятия [14].

Карбонатные борты доманикового бассейна, установленные М. М. Грачевским и А. В. Соломатинным [2], простираются в субмеридиальном направлении через западную часть Ижма-Печорской впадины на север вдоль юго-западного края Печорской гряды. Всего прослежено четыре бортовых уступа, во времени смещавшихся с запада на восток: бурегский, два позднедевонских и позднефаменский. Прогреты, располагавшиеся ближе к оси Печорской синеклизы, должны были компенсироваться позднее. Они существовали более длительное время и отличаются большей мощностью толщи заполнения и высотой ограничивающей ее карбонатной ступени. Аналогичная система ступеней, намеченная по южной периферии древнего Большеземельского свода [2], уходит на северо-восток в направлении вала Сорокина.

Время возникновения прогибов и ограничивающих их карбонатных флексур нуждается в уточнении. Дело в том, что стратиграфия наддоманиковой части девона была разработана с учетом фауны лишь по Ухтинской складке, где девон выходит на поверхность и представлен несколькими литологическими комплексами [7]. Установлено, что объем выделенных свит значительно изменяется уже в пределах этой складки. Так, на юго-западе ее большая часть сирачейских известняков замещается глинами, трудно отличимыми от ветласянских, что не может не настораживать при широких экстраполяциях местной ухтинской стратиграфической; схемы на закрытые территории провинции.

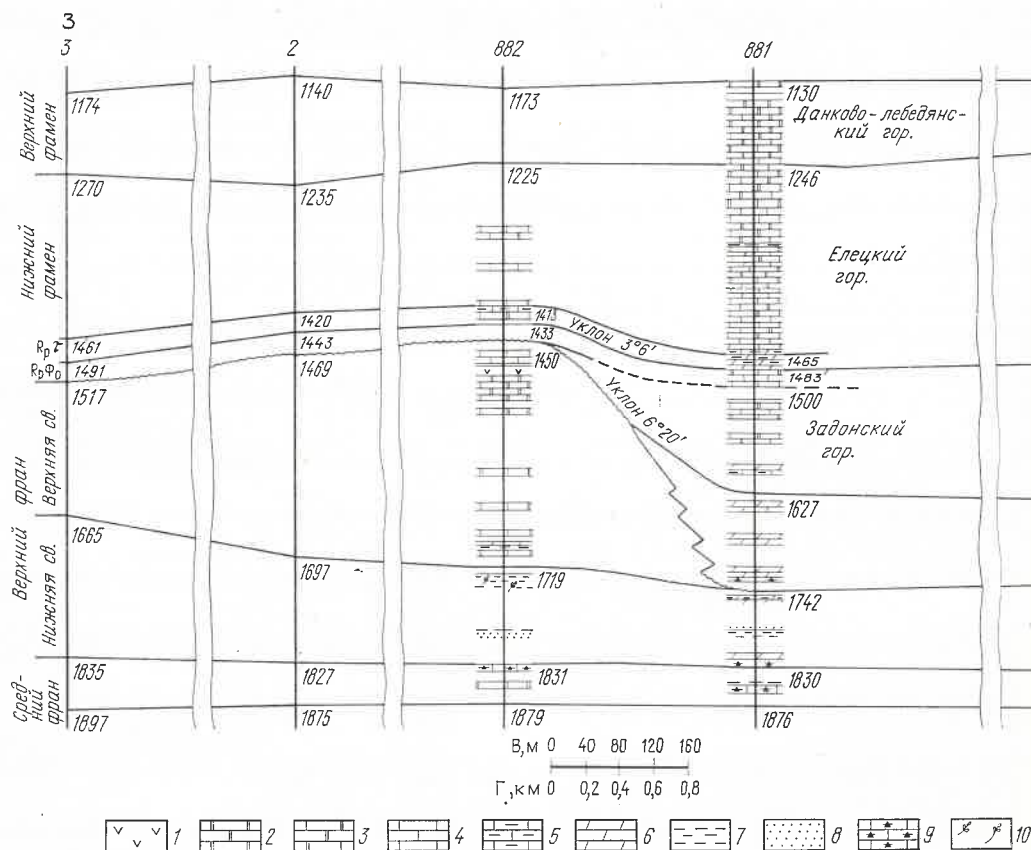


Рис. 1. Палеогеологический профиль карбонатной части девона через структуру Южный Тэбук
1 — ангидриты; 2 — доломиты; 3 — доломитовые из-

вестняки; 4 — известняки; 5 — глинистые известняки; 6 — мергели; 7 — аргиллиты; 8 — песчаники; 9 — породы доманикового типа; 10 — растения

В разрезах глубоких скважин указанные свиты не могут быть установлены ни по литологическому составу, ни по фауне, а выделение в них ухтинских подразделений базируется на сопоставлениях каротажных данных, с обоснованностью которых трудно согласиться. В рассматриваемой части карбонатных и депрессионных разрезов пока практически имеется лишь одна палеонтологически обоснованная и коррелируемая поверхность — граница франского и фаменского ярусов. В известняках она устанавливается по фауне остракод, в глинистых депрессионных разрезах — по комплексам спор. Местные свиты Ухтинского разреза неточно увязываются с подразделениями унифицированной стратиграфической схемы Русской плиты.

Зарождение Камско-Кинельской системы прогибов связано с началом исчезновения доманиковой ванны, точнее, с концом первого последоманикового регрессивного седиментационного цикла. Последний начался отложением переходных глинисто-битуминозных осадков типа бухоловых слоев, которые сменились серыми и зеленовато-серыми глинами. На юго-западе они могут быть сопоставлены с ветляянскими, а на северо-востоке и с более молодыми верхнефранскими отложениями Ухтин-

ского разреза, но палеонтологического обоснования этому пока нет.

В изучавшихся нами разрезах установлено, что мощность верхнефранской свиты глин, как и фацимальное (батиметрическое) ее положение, закономерно изменяются на коротких расстояниях. В структуре Южный Тэбук мощные осадки свода (110—125 м) в верхней части изобилуют крупными обломками тонкоуглефицированных побегов растений, что включает предположение об их дальнейшем переносе. В кровле содержатся пестроцветы, тогда как в менее мощных осадках склона (88 м) отмечены темные прослои с глубоководной доломитической фауной, что явно указывает на различную глубину залегания этой толщи в скв. 882 и 881, расположенных на расстоянии 1,4 км одна от другой (рис. 1).

В Харьягской структуре мощность глинистой толщи, также представляющей платформу (основание) карбонатного массива, от свода к периклинали снижается от 225 до 60 м. На каротажных диаграммах четко выделяется карбонатная пачка (пласт), которая в сводовых разрезах располагается в верхней трети толщи, а на южной периклинали — в нижней трети, фиксируя погребенный денудационный уровень до 140 м (см. рис. 2). На Пашшор-

ской площади глинистая пачка размыта, о чем свидетельствуют резкое изменение ее мощности в соседних скважинах (вплоть до почти полного выпадения) и появление песчаников в сводовой части структуры.

Эти данные показывают, что отложение осадков глинистой свиты нижней части верхнефранского подъяруса сопровождалось и завершалось размытиями, в результате которых создавались эрозионные формы подводного рельефа морского дна; они были вытянуты вдоль береговой линии моря и служили руслами морских мутяевых водотоков. Осушения и размыты предвонезского и послевонезского времени на востоке Русской плиты, к востоку от Воронежского массива и в Поволжье, имеют региональный характер. Они сопровождалась появлением эрозионного рельефа, глубоких врезанных долин, выполненных флоронными (летинскими) песчаниками, аллювиальными отложениями, угленосной услонской свитой. Известно наложение отложений воронежского и евлановского горизонтов на терригенный девон и кристаллический фундамент. К этому же времени относится и зарождение абразионного рельефа в девонских тектонических прогибах Волго-Уральской области [5, 15, 16].

К началу образования верхнефранской карбонатной толщи перенос глинистых мутьей с северо-запада и запада резко сократился; они накапливались лишь в понижениях рельефа дна недокомпенсированной доманиковой ванны, в широких морских долинах и руслах, прижимавшихся к внешним ее бортам. Мутяевые градиентные водотоки сохранялись еще длительное время.

За пределами глубоководных ложбин на мелководье, куда глинистые мутьи не распространялись, фацимальная и палеоэкологическая обстановка резко изменялась. Здесь в чистой водной среде началась садка преимущественно хемогенного карбоната. Для характеристики фацимальной обстановки карбонатонакопления нами проведено литолого-палеоэкологическое изучение значительного количества керн пород карбонатных массивов на развелоочных площадях (структурах) Харьяга, Южный Тэбук и Пашшор. Керн отбирался неравномерно, главным образом из «риффов». «Рифами» называют части карбонатного разреза, характеризующиеся повышенной проницаемостью, обычно связанной с выщелачиванием в вторичной перекристаллизации, в частности доломитизацией известняков, которые по простиранию на коротком расстоянии сменяются глинисто-карбонатной толщей, не поддающейся корреляции с ними по каротажным диаграммам скважин. По данным палеонтологических исследований, в глинистых депрессионных разрезах верхнефранские известняки структур Южный и Западный Тэбук более чем на половину своей мощности замещаются той частью нижнефаменских отложений, которая в сводах структур выпадает из разреза. Полный отбор керн производился либо из одной скважины, либо из близко расположенных сводовых скважин. Удаленные шельфовые разрезы охарактеризованы керном очень слабо, поэтому проследить изменения разреза массива по площади не удастся.

В Тэбукской и Пашшорской структурах проницаемая часть разрезов (мощность которой соответственно 250 и 400 м) относится к верхнефранскому подъярусу, а в Харьягской (мощность 700 м) — охватывает верхи франского яруса и низы фамена. На Харьягской и Пашшорской площадях по данным каротажа выделяются две проницаемые толщи, разделенные более плотной, более глинистой. В разрезе Харьяги различают «нижний риф» и «межрифтовую толщу». «Нижний риф» — это толща вторичных доломитов мощностью 120—300 м, увеличивающаяся к югу. Доломиты желтоватосерые и светло-серые, средне- и крупнозернистые, кавернозные, сильно выщелоченные. Керн рассыпается в дресву. «Межрифтовая толща» начинается пачкой плотных водорослевых известняков, весьма сходных с вышележащими. На известняках лежат глинисто-карбонатные породы, известняки и подчиненные им доломиты переслаиваются мергелями. Глинистые пачки в разрезе соседней опорной скв. 1 содержат красноцветные прослои, гидроокислы железа и примесь алеврита. Указанные различия сближают эти отложения с пашшорскими. Т. И. Кушнарева назвала толщу пестроцветной и связала ее образование с перерывами в осадконакоплении. Толща, несомненно, отражает регрессивную фазу развития бассейна и замедление роста единого карбонатного массива.

Среди известняков глинисто-карбонатной толщи преобладают пелитоморфно-тонкокристаллические, с глинистыми прослойками и примазками, с намечавшейся или хорошо выраженной ступково-комковатой структурой, со сферами и немногочисленным детритом раковин и иглокожих. Присутствуют и значительно перекристаллизованные узорчатые ступковые полифитные известняки с горизонтально-слоистым расположением частиц, с тонкими корочками микрита, вероятно, водорослевого происхождения, которые Т. И. Кушнарева [6] принимала за строматолитовые. В узорах наблюдаются иловые уровни, подтверждающие фацимальную общность этих известняков с известняками, слагающими «верхний риф». Имеются, по-видимому, и небольшие водорослевые биостромы.

Франская часть карбонатного разреза (мощность более 500 м) на южном склоне Харьягской структуры замещается глинисто-карбонатной толщей более глубоководного фацимального состава и меньшей мощности. По каротажным данным они не коррелируются. Корреляция депрессионной толщи, весьма бедной остатками фауны, проведена на основании единичной находки смешанной франско-фаменской фауны остракод в скв. 6 на глубине 3230—3232 м, а также по аналогии с Тэбукскими структурами, в депрессионных разрезах которых мощность франских отложений резко сокращается за счет фаменских.

Вся вышележащая часть депрессионной толщи, мощностью до 300 м, залегающая стратиграфически ниже фаменского карбонатного разреза, является, по-видимому, задонской. Она почти полностью компенсирует поднятие франского массива и не имеет стратиграфических аналогов в карбонатном разрезе сводовой части структуры и ее северного продолжения (рис. 2).

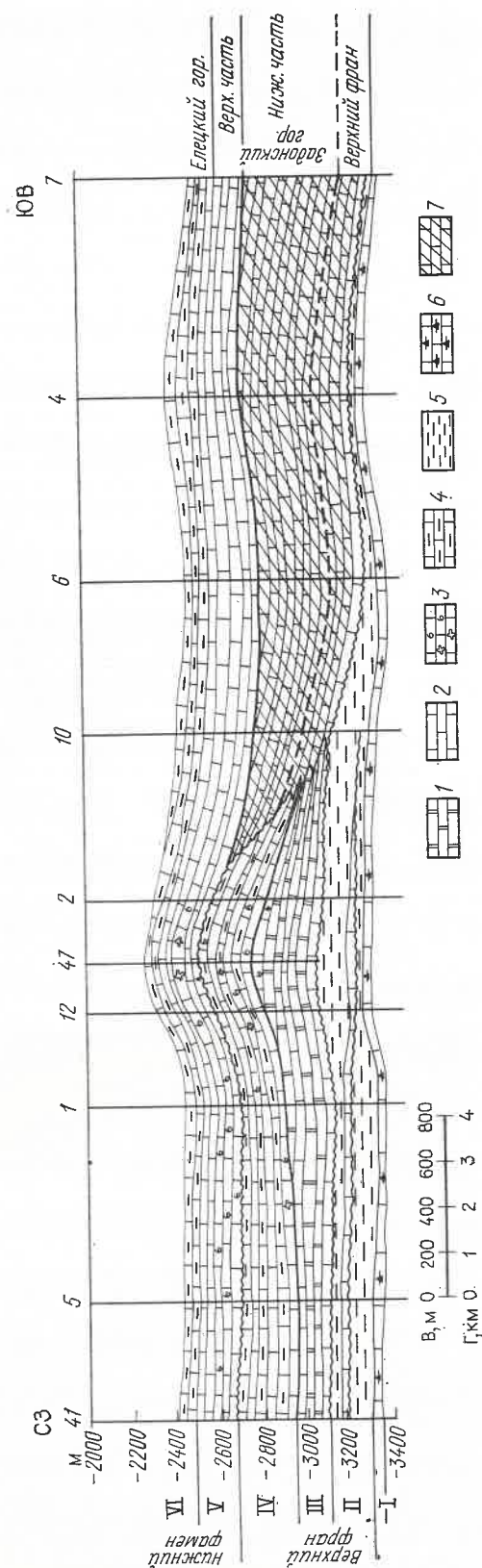


Рис. 2. Геологический профиль через карбонатный массив девона Харьгской структуры
1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — водорослевые, узорчатые известняки; 4 — глинистые известняки; 5 — аргиллиты; 6 — породы доманикового типа; 7 — глинисто-карбонатные породы депрессионных разрывов. I — доманиковая толща, II — глинистая толща, III — доломитовая толща, IV — толща глинистых известняков, V — толща водорослевых известняков, VI — глинисто-карбонатная пачка (R_{pT})

Верхняя часть изучавшегося карбонатного разреза («верхний риф») мощностью от 130 до 160 м не обрывается к югу, подобно нижней лежащей. Она несомненно составляет другую, поднимающуюся, по-видимому, в северо-западном направлении за пределы разведанной площади. Нижнефаменский возраст этой толщи требует уточнения. Она покрывается глинистой пачкой (репер Г) основания елецкого горизонта.

Верхняя толща представлена известняками, лишь в нижней части ее имеются пласты доломитов. Сгустково-комковатая и узорчатая структуры большинства известняков обычно распознаются макроскопически. Некоторые пласты пористые, каверновые, керн их разваливается на куски. Фауна, как правило, встречается редко — это отдельные раковины сиферид, гастропод, мелкие колонии табуляков, строматопор, сосредоточенные в одной пачке нижней половины разреза. Исключение составляют часто встречающиеся обломки амфинопов.

Исходным материалом подавляющего большинства известняков послужили фацциальные, близкие микрозернистые илы, изобилующие мелкими планктонными организмами: сферическими водорослями и фораминиферами, обломками и продуктами жизнедеятельности донных синезеленых и багряных водорослей и онколитами, нередко имеющими породообразующее значение. Остатки фауны в илах немногочисленны, содержание их обычно не превышает 10—20 % породы. Это шлам, детрит преимущественно тонких раковин остракод, гастропод, брахиопод, обломки иглокожих.

Выделяются следующие типы известняков, связанные между собой постепенными переходами: 1) микро- и тонкозернистые, слабо перекристаллизованные; 2) слабо перекристаллизованные сгустково-комковатые; 3) умеренно перекристаллизованные узорчатые с вкраплениями полигонального вторичного кальцита (спарита); 4) неравномерно перекристаллизованные узорчатые с вкраплениями инкрустационного вторичного кальцита; 5) неравномерно перекристаллизованные с обломками раковин остракод, гастропод, брахиопод, обломки иглокожих. Наблюдаемые различия известняков в основном определяются вторичными процессами — степенью и характером их перекристаллизации. Известняки, почти не затронутые перекристаллизацией, встречаются редко. Выделяются дозинецеловые разности, переполненные обломками тонких перекристаллизованных трубок с перегородками. Уже в описываемых осадках появляются онколиты — следы обволакивания частиц осадка темным коллоидальным кальцитом, в перекристаллизованных известняках онколиты распространены чрезвычайно широко.

Перекристаллизация карбонатного ила обрывается избирательно в виде сетки

ячеек, в обход мелких участков (зернышек) первичного осадка; так закладывалась наиболее распространенная и характерная сгустково-комковатая структура. Сгустки возникали также в результате грануляции желвачков водорослей, онколитов и других скелетных остатков, а также в полостях перекристаллизованных раковин и трубочек [8, 9]. Некоторая роль среди сгустков, вероятно, принадлежит копролитам.

Узорчатые известняки, особенно некоторые их разности, в общем сходны с описанными сгустково-комковатыми. Они также изобилуют сферами, имеют полифитный состав с онколитами, желвачками сферопорелл, ренальцисов, мелкими обломками колоний, предварительно определенных нами как *Palaeachlia*, *Girvanella*, *Renalcis*, *Rotpletzella*, *Kamaena*, *Menselina*, *Izhella*, *Flabellia*, *Spheroporella*, *Ortonella*, *Garwoodia*, *Parachaetetes*, *Solenopora*. Оставались не определенными корковые формы водорослей с тонкими извилистыми канальцами. Остатки их распространены очень широко. Эти известняки отличаются пятнами прозрачного чистого вторичного карбоната, располагающегося либо беспорядочно, либо вытянутыми параллельно слоистостям.

В узорчатых известняках первого типа узоры, возможно, обусловлены очаговым разрастанием кристаллов, возникших в процессе первоначальной ячеистой перекристаллизации, или скорее метасоматическим замещением мелкозернистого кальцита и сопутствующего ему доломита, происходившим в зоне активного водообмена в периоды раннего диagenеза. Вторичный кальцит представлен кристаллами полигональной формы. Границы узоров в перекристаллизованных участках породы могут быть нерезкими, расплывчатыми [10].

Узорчатые известняки второго типа отличаются наличием пятен шестоватого карбоната (0,1—0,5 м) — инкрустационных корок, оконтуривающих участки до 1 см и более. Кристаллы обрастают: темные пластинки микрита водорослевого происхождения, комки, онколиты, обломки скелетов, колонии пластинчатых строматопорат, являвшихся самостоятельными центрами кристаллизации. Узоры этого типа обычно очерчены более резко. Они, несомненно, возникли в пористой среде, физически сходной с той, в которой происходит образование биогермных известняков, что придает им черты сходства. Дело в том, что быстрое накопление карбонатных осадков приводило к выводу их в зону гипергенеза, где происходило осушение, растрескивание, глубокое выщелачивание и последующий метасоматоз литифицированных осадков. Об этом свидетельствуют широкое распространение в них корневых ходов растений, брекчий растрескивания осадка, обильные каверны и поры выщелачивания, метасоматическая перекристаллизация кальцита и доломита с взаимным их замещением.

Известняки онколито-обломочного типа со следями переотложения осадка (калькарени-ти) сравнительно немногочисленны. Кроме того, из-за чрезвычайно сильного обрастания водорослями, а также последующей грануляции пеллетов и биокластов окатанность их трудно отличима. Все же выделение калькарени-ти

некоторой части шлифов мы считаем возможным.

Разрез Южно-Тэбукской структуры изучался нами по сводовым скв. 883 и 882 и склоновой скв. 881 (см. рис. 1). Верхнефаменская карбонатная толща на своде почти сплошь сложена вторичными доломитами, а в соседней структуре Западный Тэбук — известняками с верхнефаменской фауной. Они заканчиваются коротажным репером — пластом Φ_0 , содержащим фаменский комплекс остракод [6].

Для доломитов, слагающих толщи до 250 м мощности, характерна сильная запыленность кристаллов из-за наличия реликтов первичного микрозернистого карбоната. Это указывает на вторичное образование доломитов по органично-обломочным известнякам, богатым микритом. Доломитовая толща на обеих Тэбукских разведочных площадях присутствует только в сводах структур. На ней несогласно с разрывом лежат известняки пласта Φ_0 , по-видимому, соответствующего верхам задонского горизонта. Мощность его в скв. 882 17 м.

На склоне описываемой структуры в скв. 881 вместо доломитов на нижнюю свиту глин верхнефаменского подъяруса ложится пачка известняков и мергелей с верхнефаменской фауной остракод и спорами ливенского (?) возраста. Мощность ее примерно 115 м (интервал 1742—1627 м). Мергели серые, зеленоватосерые и темно-серые с энтозомондами доманикоидных фацци, переходящие в мергельные глины и глинистые известняки — серые комковатые, брекчиевидные с органическим детритом. Имеется пласт почти черного пелитоморфного известняка. В глинистых породах, особенно в верхней части, где они имеют более светлую окраску, значительна примесь алевролита, встречаются углистый детрит, обрывки кутикулы, обломки костей рыб. Отмечены следы волновой ряби, трещины усыхания, указывающие на обмеление и размыва этой несомненно относительно глубоководной толщи. Из фауны, кроме остракод, в ней встречены лингулы, двусторки, гастроподы.

На известняково-мергельной пачке лежат сходные с ней отложения, содержащие нижнефаменский комплекс фауны остракод и *Cirto-spirifer* ex gr. *archiaci* Murch., которые в сводовых разрезах не коррелируются. Они несомненно соответствуют части задонского горизонта, отсутствующей на своде. Мощность толщи 130 м. Нижняя половина задонской толщи более глинистая, слюдисто-углистая, заключающая глинисто-битуминозные комковатые известняки со следами размывов и зеленовато-серые мергели. Верхняя половина отличается доломитизацией. В ней, наряду с глинистыми, появляются более светлые пятнисто-доломитизированные пористые известняки, а также вторичные доломиты с ангидритом. Известняки тонкозернистые сгустково-комковатые сферовые, с детритом раковин остракод, гастропод и др. Местами в них видны выделения вторичного карбоната (узоры) без признаков инкрустации. Последние отмечены также и в вышележащей известняково-доломитовой пачке (репер Φ_0).

Регионально выдерживающийся разрез фаменского яруса начинается пачкой закарстованных глинистых известняков (репер Г), которые, по Т. И. Кушнаревой, залегают в осно-

вании елецкого горизонта. Среди елецких известняков преобладают пелитоморфные густо-комковатые, в различной степени затронутые перекристаллизацией, со сферами, онколитами, обрывками колоний различных водорослей. Широко распространены пятнистые нодозинелловые известняки. Узорчатая структура известняков наблюдается редко, она нетипична и инкрустационных корок не содержит.

Разрез карбонатного массива Пашшорской структуры изучен нами по кернам трех сводовых скважин, депрессионный глинисто-карбонатный разрез юго-восточного склона — по двум скважинам Грубешорской площади. Верхнефранский возраст как карбонатной, так и депрессионной толщи установлен по фауне остракод. Граница франского и фаменского ярусов в обоих типах разрезов довольно четко фиксируется близ основания глинистой пачки, условно принимаемой за репер Г других районов. Мощность верхнефранской карбонатной толщи на своде структуры достигает 580 м, а одновозрастных глинистых отложений на склоне 450 м. Они покрываются 90-метровой пачкой чистых известняков, коррелирующейся с верхней пестроцветной пачкой свода. По спорам почти вся депрессионная толща имеет евановско-ливенский возраст, которым, по-видимому, в отличие от рассмотренных структур, ограничилось становление массива и завершилась его компенсация.

Отличительными признаками рассматриваемого карбонатного массива являются: наличие в верхней его половине (мощность 250 м) чередующихся пестроцветных пачек чистых светло-серых и глинистых алевроитовых известняков, окрашенных окислами железа, прослоев, примазок и включений глин; красновато-бурых и ярко-зеленых мергелей; тончайшее ленточное переслаивание серых известняков и красных мергелей; отмечены пласты известняково-мергельных конгломератов, окатыши известняков в глинистом цементе, единичные прослои алевропесчаников. Верхняя, наиболее глинистая часть карбонатного разреза выделяется в качестве особой глинисто-карбонатной пестроцветной пачки мощностью 45—70 м.

Микроскопическое изучение известняков, в том числе ожелезненных и с алевроитовой примесью, показало сходство их типов с вышеописанными из массивов Харьга и Тэбук. В сводовой скв. 41 широко развиты вторичные доломиты. В ней были встречены биогермные известняки, сложенные слоевищами стелющихся пластинчатых водорослей *Rothpletzella* и рифообразующими скелетами гидронидных полипов *Fistulella* (определение В. П. Шуйского). Мощность этих известняков достигает нескольких метров.

Возникновение карбонатных массивов, по нашему мнению, объясняется двумя основными причинами. Во-первых, длительностью компенсации обширной среднефранской доманиковой ванны, в рассматриваемых западных районах продолжавшейся до елецкого времени фаменского века, а на востоке, в осевой части бассейна, — до начала каменноугольного периода. Во-вторых, особо благоприятной обстановкой карбонатакопления в краевых частях мелководного шельфа: чистой водоем, их глубокой аэрацией, связанной с мелководностью

и в то же время подвижностью морской среды в зоне ослабленных течений, прогреваемость и прочими условиями, способствовавшими бурному развитию донной и планктонной флоры.

Состав произраставших здесь водорослей еще точно не определенных, очень разнообразен. Преобладают синезеленые обволакивающие онколитовые водоросли, реже их стелющиеся и кустистые формы, сохранявшиеся в виде желвачков, обломков колоний и отдельных обизвествленных дерновинок. Менее распространены багряные водоросли. Все они, как и одноклеточные планктонные формы, составляют полифитный породообразующий комплекс большинства известняков. К нему можно было бы присоединить многочисленные продукты жизнедеятельности водорослей: некоторые густки микрита, темные бесструктурные пластинки и корочки. Онколиты местами образуют банкообразные скопления.

Напротив, донная фауна в породах, как остатки ее скелетов в шлифах, очень бедна. Выделяются обломки ветвистых строматопорат — амфиопор, которые по данным советских и американских ученых [11, 13] не участвуют в создании органогенных построек. В Харьге в 30-метровой пачке слоев распространены пластинчатые строматопораты, мощность колоний которых не превышает 15 см. Имеются отдельные небольшие колонии табулят. В органогенном детрите выделяются тонкие, очень легкие раковинки остракод и гастропод. Повсеместно распространена только планктонная фауна фораминифер.

Такие палеоэкологические условия, по-видимому, могут свидетельствовать о разрастании стелющихся синезеленых водорослей, которые обволакивали дно водоема, песчинки ила, обломки скелетов на его поверхности, что, вероятно, не способствовало развитию ряда тонких форм фауны, связанной с донным илом. Обилием растительной органики в осадках, а возможно, и наличием покрывавших водорослевых пленок может объясняться возникновение пористых микрозернистых илов, пузырьками газа, пронизанных извилистыми газоотводными каналами, в которых замурованы иловые уровни «ватерпасы» [17]. Из таких осадков впоследствии возникли узорчатые известняки с инкрустационным спаритом.

Другая особенность рассматриваемой экосистемы заключается в значительном повышении рН придонных вод благодаря выделению карбоната в процессе жизнедеятельности растений, что приводило к резкому увеличению падения хемогенного карбоната, являющегося основной составляющей осадков. В осадок падал также пелитоморфный карбонат, отложившийся в виде корочек на поверхности слоевищ и внутри клеток водорослей. Корочками пока не определенных водорослей были тонкими, хрупкими, поэтому если ими и давались какие-то постройки, то лишь незначительных размеров.

Выше указывалось лишь морфологическое (но не генетическое) сходство некоторых изломочных, вторично перекристаллизованных водорослевых известняков с биогермными. С ними некомпенсированных ложбин и усилением размыва поверхности карбонатного шельфа. Углубление морских долин и рост массивов во времени могли возобновляться. Так, в цис, находятся в виде отдельных не сра-

стившихся желвачков, что так же, как и бедность фауны, может быть связано с илестостью субстрата и недостатком свободного грунта для «укоренения» колоний. Имеющиеся указания литологов [6] о сходстве узорчатых известняков со строматолитовыми ошибочны.

Как уже отмечалось, сохранившиеся нарастания стелющихся форм водорослей на поверхности субстрата констатированы лишь в двух смежных интервалах подъема керна в пределах Пашшорского массива. Что касается структуры известняков, из которых произошли доломиты, то реликты ее, довольно отчетливо прослеживающиеся в шлифах, говорят об их микрозернистости, а также о возможно густом составе, подобном составу неизмененных известняков.

Характерной чертой рассматриваемых карбонатных массивов является обилие микрита, который в рифовых постройках, как правило, подвержен интенсивному вымыванию. Сохранению тонкого ила на поднятиях морского дна в условиях подвижной водной среды и размывов способствовало то обстоятельство, что ископаемые водоросли, как и современные, выделяли большое количество слизи. Слоевища некоторых форм в основном состоят из слизи, в которой рассеяны клетки растений. Эта слизь могла достаточно прочно склеивать (агглютинировать) частицы карбонатного ила, предохраняя их от вымывания.

Подобные модификации известных в природе иловых ходов С. В. Максимова [10] предложила называть агглютигермами. В последней классификации типов карбонатных массивов [4] по способу накопления они должны быть отнесены к категории органогенных поселений, а не к органогенным постройкам.

О сравнительной интенсивности осадконакопления в карбонатных массивах можно судить на основании следующих показателей. Уже в начале накопления верхнефранской карбонатной толщи основания ее вблизи борта недокомпенсированной доманиковой впадины располагалось гипсометрически выше ложа приывавшего к борту мутьевого водотока, унаследованного с ветласянского (?) времени от Южно-Тэбукской площади до 180 м в Харьга. По мере накопления карбонатного ила относительная высота кровли карбонатной толщи быстро возрастала, к концу франского века на Южно-Тэбукской площади она, судя по палеонтологическим коррелированным границам франского и фаменского ярусов, достигла высоты 155 м. При этом уклон массива, обращенный в сторону впадины, достиг 110 м на 1 км, или 6°20', что не свойственно рифам, как правило, имеющим значительно более крутые склоны. Высота поднятия карбонатной толщи в других структурах требует уточнения, но уклоны ее еще меньше, чем в Тэбукской.

Периоды роста карбонатных массивов ограничивались трансгрессивными фазами развития бассейна, выражавшимися в погружении данного участка морского дна. Прекращение или перерыв в погружении сопровождался заполнением некомпенсированных ложбин и усилением размыва поверхности карбонатного шельфа. Углубление морских долин и рост массивов во времени могли возобновляться. Так, в Пашшорской структуре устанавливаются два

массива, компенсированных в позднефранское время, а в Харьга — нижний верхнефранский и верхний нижнефаменский, которым также должны отвечать самостоятельные глинистые толщи облекания.

Сравнение разрезов бортовых массивов, более глинистых разделяющих их пачек и прилегающих частей мелкого карбонатного шельфа затруднено из-за бескернаго в основном разбуривания последнего. Имеющийся материал позволяет считать, что эти разрезы литологически сходны. В них встречаются одинаковые типы известняков, но в разных соотношениях, преобладают, по-видимому, слабо перекристаллизованные пелитоморфные густо-комковатые. Встречаются известняки сферовые полифитные, узорчатые, в том числе с бугристыми строматолитовидными корками, инкрустированные. Но в шельфовых разрезах содержание последних заметно уменьшается.

С удалением от крупных водотоков, в спокойных гидродинамических условиях, местами приближающихся к лагунным, при худшей аэрации водорослевая флора, в частности планктонная, была более или менее угнетена. Связанная с ней скорость накопления карбоната отставала от таковой бортовых массивов. Осушения были, по-видимому, менее длительными, поскольку они менее чем в условиях бортовых массивов приводили к глубоким изменениям известняков, их выщелачиванию, вторичной перекристаллизации и переходу в пористые метасоматические доломиты, связанному с выходами отложений в зону гипергенеза. Но известняки с ходами корневых волосков растений в этих разрезах встречаются часто.

Итак, позднедевонские ступенчатые карбонатные борта компенсированной доманиковой впадины бассейна р. Печоры представляют собой валлообразные формы погребенного абразионно-аккумулятивного рельефа, которые по генезису являются иловыми холмами — агглютигермами. От остальной части мелководного шельфа эти массивы отличаются в основном большей интенсивностью биохимического карбонатакопления, вторичной перекристаллизацией и большим метасоматическим изменением пород.

Бортовые гряды в том виде, в котором они представлены на карте в работе [2], могут быть приняты лишь как грубая схема. Гряды должны были иметь извилистые направления. Они прорезались поперечными водотоками, поставившими большую часть терригенного материала со стороны Тимана. Гравитационные склоновые, а затем стоковые течения при выходе в глубоководье сменялись медленными градиентными течениями, разносившими материал вдоль склона бассейна, прижимаясь к его бортам и обрабатывая их. В ископаемом состоянии осадки таких течений располагаются вдоль изопакит [3].

Установление нижнефаменского возраста верхнего карбонатного массива на Харьгаской структуре позволяет сделать вывод о наличии в бортовых частях Большеземельского свода и Печорского авлакогена еще одной перспективной гряды, оконтуривавшей эти крупные девонские структуры.

Нижнефаменским в какой-то части, вероятно, является массив, вскрытый на площади

Верхнего Лодма, расположенный близ оси прогиба, оконтуренного более древними карбонатными грядками. Этот приосевой массив может быть наиболее молодым в системе уступов Печорского авлакогена. На юг нижнефаменский уступ, по-видимому, может быть протянут до Исаковской структуры, где прослежен карбонатный массив, считавшийся франским.

По аналогии с прогибами Камско-Кинельской системы Заволжья следует предполагать, что боковая Печорская ветвь прогибов этого типа должна соединяться с основной осевой ее частью, ограниченной грядками верхнефаменского возраста, изученными на юге провинции. Соединение обоих прогибов в единую систему скорее всего происходит на территории современной Большесытинской впадины на правом берегу Печоры.

Эти земли наиболее перспективны для поисков нефти в карбонатных массивах девона, которые здесь должны иметь и максимальную мощность. Места ветвления тальвегов прогибов в Поволжье благоприятны для формирования перспективных останцов карбонатного шельфа [12], возникших, вероятно, в результате миграции донных мутьевых потоков, образования новых русел на склонах бортовых массивов и отчленения отдельных его участков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грачевский М. М. Палеогеоморфологические предпосылки распространения нефти и газа. — Труды НИЛЗарубежгеологии, 1974, вып. 32.
2. Грачевский М. М., Соломатин А. В. Верхнедевонские потенциально нефтегазоносные барьерные рифы Тимано-Печорской провинции. — Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 4, с. 875—878.
3. Зубов Н. Н. Динамическая океанология. М., Гидрометеониздат, 1947.
4. Королук И. К., Михайлова М. В. Некоторые вопросы геологии ископаемых рифов (статья 1). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 12, с. 21—27.
5. Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа/М. М. Грачевский, Ю. М. Берлин, И. Т. Дубовской, Г. Ф. Ульмишек. М., Недра, 1969.

6. Кушнарeva Т. И. Фаменский ярус Тимано-Печорской провинции. М., Недра, 1977.
7. Ляшенко А. И. Биостратиграфия девона Южного Тимана. — Труды ВНИГНИ, 1958, вып. 7, с. 4—30.
8. Максимова С. В. Водоросли-породообразователи и водорослевые фации. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск, Наука, 1977, с. 70—140.
9. Максимова С. В. Восстановление тектонической седиментационной истории вторично измененных карбонатных отложений. — В кн.: Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для геологических реконструкций. М., Наука, 1981, с. 63—73.
10. Максимова С. В. Условия образования палеозойских сферово-узурчатых и сферово-известняков. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. — Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР, 1981, вып. 510, с. 104—115.
11. Маслов В. П. Атлас породообразующих организмов. М., Наука, 1973.
12. Мкртчян О. М. Закономерности размещения структурных форм на востоке Русской плиты. М., Наука, 1980.
13. Муррей Д. У. Нефтеносная карбонатная рифовая банка в верхнедевонской толще Джуди-Крик, Альберта. — В кн.: Геология и нефтегазоносность рифовых комплексов. М., Мир, 1968, с. 9—101.
14. Султанов А. А., Богацкий В. И., Кушнарeva Т. И. Позднедевонско-раннекаменноугольные прогибы северо-востока Русской плиты и перспективы их нефтегазоносности. — Геология нефти и газа, 1972, № 1, с. 55—60.
15. Тихий В. Н. Девонский период. — В кн.: Палеогеография СССР, т. II. М., Недра, 1975, с. 8—61.
16. Тихий В. Н. Волго-Уральская нефтеносная область. Девонские отложения. — Труды ВНИГРИ, 1957, вып. 106.
17. Шуйский В. П. Фациальная природа фмен-турнейских отложений Кенгоскопского вала. — В кн.: Литология и условия образования докембрийских и палеозойских отложений Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1981, с. 54—70.

колок» Центральнокаспийского срединного массива в консолидированном теле герцинской складчатости.

Новейшая тектоника и морфоструктура Песчано-Ракушечной зоны изучались в связи с выявлением структурно-тектонических особенностей и нефтегазоносности доюрского комплекса Мангышлака. Значительная роль анализа новейшего структурного плана и структурно-геоморфологических (морфоструктурных) особенностей рельефа в прогнозировании глубинного строения и нефтегазоносности региона отмечалась в ряде работ [4, 5, 6, 7, 14] и подтверждается нашими исследованиями [9, 11, 12, 13, 15].

Новейший этап тектонического развития Песчаномысско-Ракушечной зоны существенно отличается от предыдущих периодов геологической истории. Впервые положительный структурный элемент второго порядка вовлекается в интенсивное прогибание с накоплением максимальных для Мангышлака мощностей неоген-четвертичных отложений. Неотектонические движения проявились здесь в различных по интенсивности вертикальных подвижках блоков фундамента, образовании новых и «омоложении» древних разрывных нарушений. В позднеплиоцен-четвертичное время происходит инверсия режима осадконакопления и воздымание территории.

Современный рельеф Песчаномысско-Ракушечной зоны и особенности его расчленения позволяют судить как о региональной морфотектонике района так и о локальной. По результатам комплекса структурно-геоморфологических исследований возможно районирование территории по степени активности проявления новейших тектонических движений. Максимальные значения градиента регионального наклона среднемиоцен-четвертичного комплекса, расчлененность рельефа и густота линейных элементов позволяют выделить Песчаномысский блок как наиболее мобильный, характеризующийся повышенной интенсивностью и дифференцированностью неотектонических подвижек. Значительная дифференцированность восходящих движений блока в позднеплиоцен-четвертичное время привела к интенсивному растрескиванию, последующему размыву вер-

хов неогена и формированию обращенной (относительно фундамента) морфоструктуры.

Об унаследованном характере превышения гипсометрии Песчаномысского блока над Ракушечномысским на регрессивных стадиях доюрского, платформенного и новейшего этапов свидетельствуют результаты детальной корреляции разрезов скважин и палеоструктурные построения. Отмеченная особенность отражается в кон- и постседиментационном сокращении мощностей кровельных частей соответствующих циклов в пределах Песчаномысского блока. Дифференцированность неотектонических подвижек Ракушечномысского блока проявилась ограниченно, главным образом вдоль крупных разломов фундамента, определив крупноблоковое строение территории и преимущественное развитие прямых морфоструктур.

Исключительная молодость рельефа Песчаномысско-Ракушечной зоны определяет большую эффективность морфоструктурных методов при изучении особенностей глубинного строения региона и выделении новейших структурных форм. Важный элемент морфоструктурного анализа — выявление степени активизации трещинно-разрывной тектоники при изучении как особенностей региональных тектонических движений, так и количественных характеристик проницаемых зон повышенной трещиноватости вдоль фиксированных разломов зон фундамента. Трещиноватость и следы разрывов коренных пород в рельефе изучались на основе анализа линейных элементов [15].

Карта густоты линейных элементов служит количественным выражением тектонической напряженности земной коры. Зоны повышенных значений густоты линейных элементов фиксируют на поверхности участки развития максимумов трещиноватости и разуплотнения пород чехла и фундамента (рис. 1). Анализ морфоструктурных особенностей продуктивных площадей позволил установить, что с ними закономерно связаны аномалии густоты линейных элементов и расчлененности рельефа. Являясь поисковым критерием активизированных структурных форм, морфометрические аномалии позволяют также



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

УДК 551.24 : 553.98(574-14)

А. И. ТИМУРЗИЕВ (ПГО «Мангышлакнефть»)

Новейшая тектоника Песчаномысско-Ракушечной зоны

Песчаномысско-Ракушечная зона нефтегазонакопления приурочена к одному сводовому поднятию, юго-западная часть которого уходит под акваторию Каспия. Границей зоны

здесь служит западное продолжение Северо-Карабогазского глубинного разлома шовного типа. Песчаномысско-Ракушечный свод в свете последних данных рассматривается как «



Рис. 1. Сопоставление основных разломов фундамента, локальных структур и месторождений нефти и газа с линеаментами рельефа

1 — региональные разломы (по материалам сейсморазведки МОГТ): I — Восточно-Ракушечный, II — Западно-Ракушечный, III — Уйлюкский, IV — Восточно-Карагинский; 2 — линеамента рельефа (по результатам морфоструктурного анализа); 3 — локальные структуры: 1 — Кожур, 2 — Жанаорпа, 3 — Жага, 3а — Северная Жага, 4 — Жантанат, 5 — Оймаша,

оконтуривать зоны повышенной тектонической раздробленности и проницаемости земной коры, тяготеющие к разрывным нарушениям фундамента.

Отображение трещинно-разрывной тектоники коренных пород в рельефе в виде линеаментов и следов разрывов теоретически обосновано и широко используется в практике нефтепоисковых работ [1, 2, 3, 8, 9, 10]. Нами по результатам детальной гравиметрической съемки и комплексу морфоструктурных построений сопоставлены поле силы тяжести с гипсометрическим, проанализирована расчлененность полей, изучены плановые и ази-

6 — Песчаномысская, 7 — Ащисор, 8 — Северный Ташкум, 9 — Ташкум, 10 — Батыр, 11 — Жиланды, 12 — Южное Карагие, 13 — Южное Жыланды, 14 — Степное, 15 — Змеинная, 16 — Западный Уйлюк, 17 — Уйлюк, 18 — Полюнная, 19 — Такырная, 20 — Северокученное, 21 — Ракушечномысская, 22 — Адыр, 23 — Сарсенбай, 24 — Тематическая, 25 — Кызылады, 26 — Тайбагар, 27 — Приморская, 28 — Коктас, 29 — Демал, 30 — Кумак; 4 — месторождения нефти и газа.

мутальные соотношения форм рельефа и гравиметрических аномалий. В результате выявлены черты сходства рисунке сравниваемых полей как региональных, так и локальных: линейные и изометрические элементы рельефа и аномалий гравитационного поля находятся в соответствии. Это указывает на генетическую связь и унаследованность процессов рельефо-структурообразования. Тектоническая природа рельефа не вызывает сомнения и подтверждается сопоставлением роз-диаграмм простираний линеаментов рельефа и осей аномалий гравитационного поля (рис. 2). Совпадение

азимутов простираний максимумов трещиноватости поверхностных пород и разрывных нарушений фундамента, с которыми связываются цепочки аномалий и ступени гравитационного поля, свидетельствует о тектонической предопределенности линеаментов и позволяет широко использовать результаты анализа линеаментов для прогнозирования разрывных нарушений и зон тектонической трещиноватости на глубине. В условиях, когда непроницаемые породы погружены на большие глубины, аномалии густоты линеаментов и расчлененности рельефа следует рассматривать как поверхностное проявление зон повышенной проницаемости, контролирующих пути миграции глубинных флюидов в блоках массивных пород. При наличии обстановки, благоприятной для формирования вторичной емкости (структурные и литолого-петрографические условия приствольной зоны, гидродинамика недр, компонентный состав флюидной системы, наличие реакционно активных веществ, главным образом CO_2 и др.), зоны повышенной проницаемости определяют пространственные и стратиграфические закономерности локализации вторичных коллекторов, т. е. морфометрические аномалии могут быть поисковым критерием на нефть и газ.

Разрез доюрских образований Мангышлака характеризуется низкой проницаемостью. Проблема прогнозирования здесь вторичных коллекторов, связанных с повышенной тектонической трещиноватостью и разуплотнением приразломных зон и активизированных структур, занимает особое место. Структурно-фациальная неоднородность внутреннего строения в совокупности с дифференцированностью неотектонического развития территории определяет основные закономерности регионального распространения тектонической трещиноватости, запечатленные в морфометрических аномалиях рельефа (см. рис. 1).

По результатам проведенного комплекса исследований представляется возможным наметить основы районирования территории с выделением региональных и локальных участков дробления и трещинообразования, связанных с линейными ослаблен-

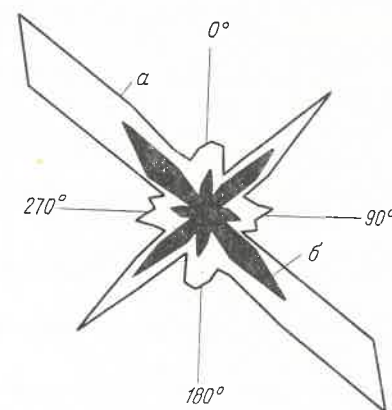


Рис. 2. Сводные розы-диаграммы линеаментов (а), осей аномалий и ступеней гравитационного поля (б)

ми зонами новейшей активизации. Выделяются три типа структур, контролирующих повышенную трещиноватость пород чехла и фундамента: 1) краевые региональные зоны дробления и межблочные зоны по периферии крупных блоков фундамента над глубинными расколами земной коры; 2) внутриблочные линейные зоны трещиноватости, контролируемые региональными разломами; 3) локальные поля повышенной трещиноватости в пределах активизированных на новейшем этапе локальных структур. Масштабы проявления трещинообразования контролируются размером межблоковой ослабленной зоны, степенью ее новейшей активности и кинематическим типом деформаций (сжатие, растяжение).

Предполагается развитие краевой региональной зоны дробления и трещиноватости в акватории Каспия, контролируемой морским продолжением Северо-Карабогазского глубинного разлома. Эта зона осложняет южные крылья Песчаномысского и Ракушечномысского поднятий и служит их границей с Центральнокаспийским срединным массивом. Внутриблочные линейные зоны трещиноватости отвечают развитию активизированных фрагментов региональных разломов фундамента. В качестве примера можно выделить зоны северо-восточных разломов (Карагинский, Западно- и Восточно-Ракушечные, Токмоцкий). Они представляют собой поло-

сы чередования зон дробления, отвечающих отдельным ветвям и линиям оперения региональных разломов, и плотных ненарушенных пород. Поперечными нарушениями они разбиты на блоки различного порядка, образуя в узлах пересечения «окна проницаемости».

Локальные поля повышенной трещиноватости тяготеют к активизированным структурам, линии которых «навязаны» на разрывные нарушения. Устанавливается неоднородность концентрации трещиноватости по простиранию и вкост простирания региональных и внутриблоковых зон дробления, обусловленная неоднородностью поля тектонических напряжений и избирательной активизацией сети разломов диагональной системы. Узлы пересечения и зоны разломов древнего заложения фиксируют в пространстве положение локальных структур и антиклинальных линий доюрского комплекса (Уйлюкская линия и др.).

Совместный анализ морфоструктурных и структурно-тектонических построений приводит к выводу о генетической связи и унаследованности процессов структуро- и рельефообразования. Это выражается в совпадении преобладающих простираний и положения разломов фундамента, трещино-разрывных зон осадочного чехла и переходного комплекса, антиклинальных линий, элементов палеоструктуры и палеорельефа, морфоструктуры и линеаментов рельефа. Взаимное пересечение диагональных систем разломов обусловило блоковое строение фундамента и доюрского комплекса Песчаномысско-Ракушечной зоны и «решетчатое» расположение локальных структур. При этом максимальные напряжения, характерные для участков пересечения активизированных на новейшем этапе разломов фундамента, создают в рельефе орографические узлы (аномалии расчлененности рельефа и густоты линеаментов), которым отвечают зоны максимальной трещинообразования и разуплотнения пород фундамента и осадочного чехла. Эти узлы определяют зоны повышенной проницаемости земной коры и служат основными каналами миграции УВ и резервуарами нефти и газа в низкопроницаемых

толщах (месторождение Северо-Ракушечное, Оймаша и др.).

Активизация локальных структур Песчаномысско-Ракушечной зоны на новейшем этапе проявилась ограниченно и выразилась преимущественно в изменении общего гипсометрического положения поверхности фундамента. В таких условиях заметное улучшение коллекторских свойств доюрских образований и формирование резервуаров нефти и газа в пределах антиклинальных ловушек возможно лишь в случае осложнения их активизированными разломами фундамента. Развитие подобных (вторично наложенных) резервуаров ограничивается как литолого-петрографической изменчивостью коллектирующих пород, так и неоднородностью поля тектонических напряжений, которые определяют узко локальное проявление деформаций разрыва пород (дислокационный эпигенез) и последующие процессы гидрохимического эпигенеза. Прогнозирование таких резервуаров по существу самостоятельная задача, не решаемая традиционными методами подготовки объектов под глубокое бурение.

В качестве примера рассмотрим Северо-Ракушечное месторождение, наиболее детально изученное глубокими скважинами. Результаты совместного анализа материалов структурно-геоморфологических и геолого-промысловых исследований этого месторождения позволили установить генетические связи пространственной локализации вторичных (трещинно-каверновых) коллекторов и залежей УВ с трещинно-разрывными зонами новейшей активизации (рис. 3). Последние отражаются в морфометрических аномалиях рельефа и фиксируют на поверхности линейные зоны дробления и разуплотнения пород фундамента и осадочного чехла (рис. 4). Отмечается резкое затухание на незначительном удалении от новейших разломов (до полного исчезновения на расстоянии 2—2,5 км) эффективной емкости и трещиноватости пород, эффективных флюидонасыщенных мощностей, начальных и текущих дебитов скважин объема добычи и других характеристик резервуаров и залежей УВ. В целом при приближении эти связи описыва-

ются экспоненциальной зависимостью, причем в вертикальной плоскости (для залежей А и Б) закон изменения параметров резервуаров и залежей УВ единый.

Отмеченная генетическая связь и единство процессов формирования коллекторов и залежей УВ в связи с активным неотектогенезом свидетельствуют о вторичности и молодом (неоген-четвертичном) возрасте современных скоплений УВ Северо-Ракушечного месторождения. Этот вывод наиболее убедительно подтверждает структура порового пространства коллекторов триасовых залежей. Микроскопическое изучение керн и литолого-петрографические исследования шлифов карбонатных пород в контуре и за контуром нефтегазоносной зоны указывают на отсутствие эффективной емкости и следов насыщения как в законтурной области, так и в блоках породы без нефти в пределах залежи. Емкостно-фильтрационные свойства коллекторов обусловлены системой взаимосвязанных каверн, развитых вдоль тектонических трещин в непроницаемых породах триаса. Как каверновые, так и трещинные коллекторы обладают матрицей, лишенной эффективной емкости. Матрицей служат незатронутые выщелачиванием блоки пород с остаточной водонасыщенностью.

Изложенное позволяет однозначно отнести коллекторы Северо-Ракушечного месторождения к категории вторичных (эпигенетического происхождения). Формирование их связывается с новейшим этапом тектонической активизации, что подтверждается результатами изучения трещин в карбонатных породах. Характер выполнения трещин (минеральное вещество, твердый битум, подвижная нефть) позволяет выделить последовательность их образования, причем нефтенасыщенные и открытые трещины являются наиболее поздними. Изучение пластовых условий залегания нефти и соотношений залежей с законтурной областью приводит к выводу об изолированности и ограничении их зоной, где коллекторы отсутствуют (цементация на контакте и первично непроницаемые породы по латерали).

В целом триасовые залежи Северо-Ракушечного месторождения имеют

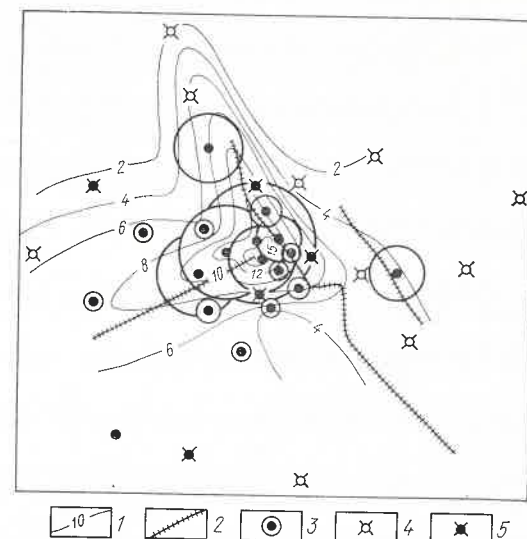


Рис. 3. Схема сопоставления линеаментов с картой эффективных мощностей пачки А и начальными дебитами скважин

1 — линии равных эффективных мощностей пачки А, в м; 2 — линеаменты рельефа, по данным морфоструктурного анализа; скважины: 3 — продуктивные (радиус круга — относительный дебит скважины); 4 — непродуктивные; 5 — с фонтанными притоками, ликвидированные

следующие особенности строения: 1) резкая изменчивость коллекторских свойств по площади и разрезу, не подчиняющаяся фаціальным изменениям продуктивных горизонтов и их структурному положению; 2) значительные колебания дебитов нефти и газа по скважинам в контуре нефтегазоносности (от нулевых значений до нескольких сотен тонн в сутки); 3) отсутствие законтурных напорных вод; 4) пестрота химического состава пластовых вод; 5) гидрохимическая инверсия, выражающаяся в уменьшении с глубиной минерализации пластовых вод от 180 в юре до 50 г/л в карбонатах триаса; 6) отсутствие гидродинамической связи залежей с законтурной областью, изолированность и ограничение залежей областью отсутствия притоков; 7) аномально высокие пластовые давления и температуры; 8) резкое падение давления по залежам в процессе разработки. Устанавливается однофазное состояние газодоводоконденсатной системы в залежах, что также объясняется исключительной молодостью их формирования и незавершенностью процесса гравитационной дифференциации газо-жидкостной смеси.

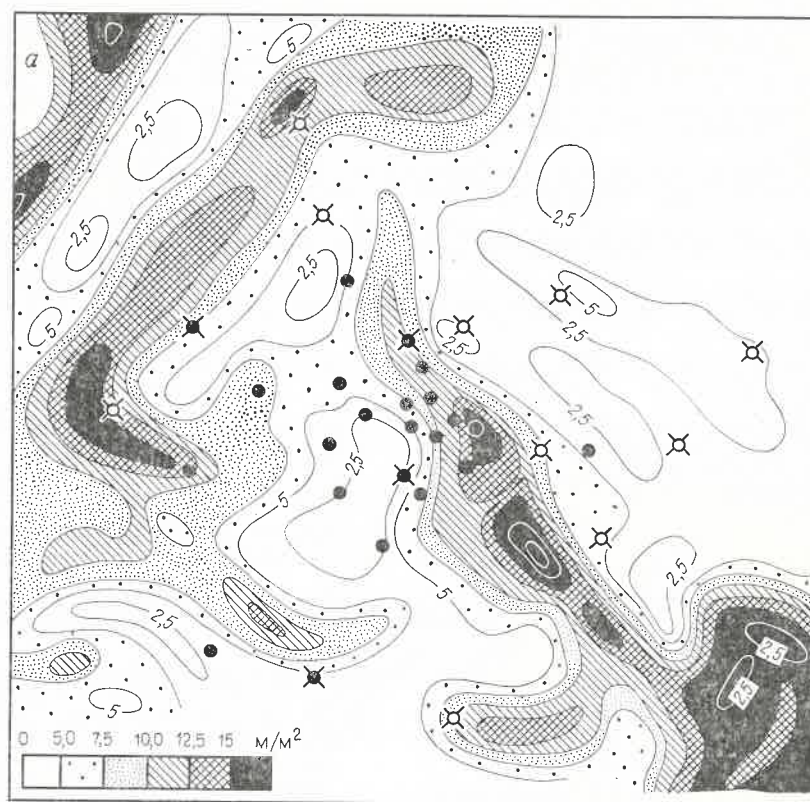


Рис. 4. Морфоструктурные карты Северо-Ракушечного месторождения
а — расчлененность рельефа (карта сумм длин горизонталей); б — карта густоты линеаментов.
Скважины: 1 — продуктивные, 2 — непродуктивные, 3 — с фонтанными притоками, ликвидированные

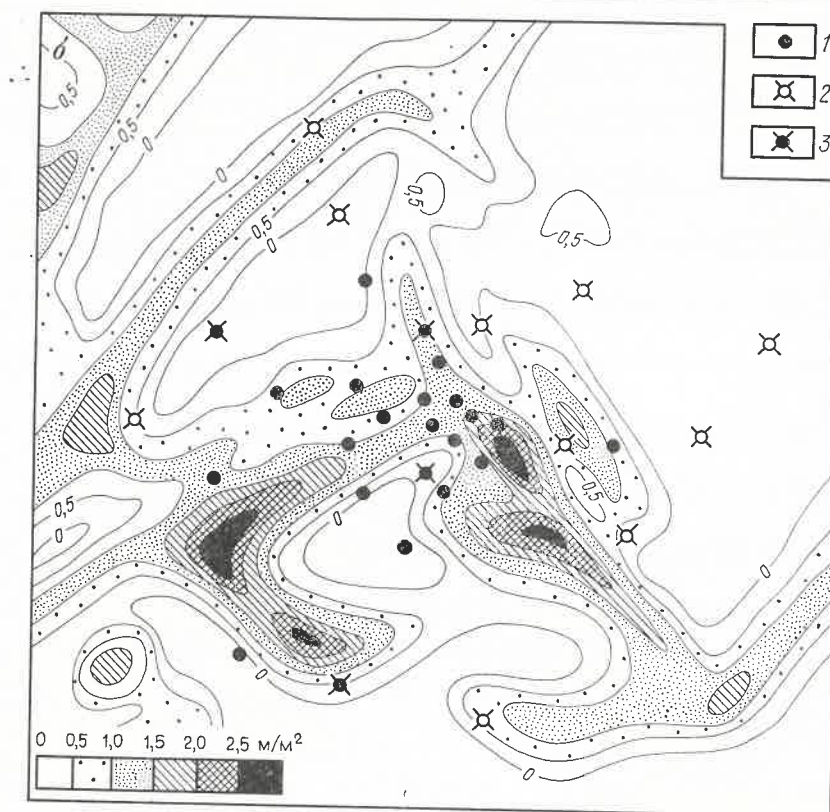
Примечательной особенностью Северо-Ракушечного месторождения является совпадение в плане ареалов развития глубинных физико-химических аномалий (АВПД, гидрохимическая инверсия и т. д.), резервуаров эпигенетического выщелачивания и залежей УВ с морфометрическими аномалиями рельефа. Отмеченные соотношения поверхностных и глубинных аномалий могут служить критерием прогнозирования последних (и генетически связанных с ними залежей УВ) на основе комплексного структурно-геоморфологического анализа рельефа. Подобные связи отмечаются по ряду месторождений Южного Мангышлака (Оймаша, Тасбулат, Южный Жетыбай и др.).

Таким образом, понятие «нефтегазные ландшафты», вырабатываемое в последнее время на стыке нефтяной геологии и геоморфологии (Л. Н. Розанов, А. Н. Ласточкин и др.), обретает на Мангышлаке зримое содержа-

ние, выражающееся в преимущественном тяготении скоплений УВ к морфометрическим аномалиям расчлененности рельефа и густоты линеаментов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барановская З. И. Геоморфологический метод изучения тектонической трещиноватости. — Тр. Гидропроекта. Инженерная геол., 1960, сб. 3, с. 209—220.
2. Герман Е. В., Ласточкин А. Н. Выделение дизъюнктивных нарушений в осадочном чехле структурно-геоморфологическими методами. — В кн.: Проблемы геологического строения и нефтегазоносности Севера Зап. Сибири. Л., 1971, с. 146—161.
3. Горбунов Г. И., Макиевский С. И., Миркин Г. Р. Значение анализа трещиноватости для прогноза размещения полезных ископаемых. — Сов. геология, 1977, № 5, с. 136—140.
4. Гохштейн В. И. Новейшая тектоническая активность структурных ловушек Мангышлака в связи с их нефтегазоносностью. — В кн.: Структурно-геоморфологические исследования при нефтепоисковых работах. Л., 1969, с. 10—12.



5. Гибков В. В. Результаты применения морфометрических исследований на Южном Мангышлаке. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Саратов, 1967, с. 243—247.

6. Клейнер Ю. М., Кузнецов Ю. Я., Шолохов В. В. Структурно-геоморфологическая характеристика Южного Мангышлака и некоторые вопросы истории формирования рельефа этой территории. — В кн.: Геоморфологические методы при нефтегазопойсковых работах. М., Недра, 1966, с. 194—197.

7. Ласточкин А. Н. К структурно-тектонической интерпретации рельефа Зап. Казахстана. — В кн.: Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазопойсковых работах. Л., Недра, 1969, с. 253—257.

8. Ласточкин А. Н. Методика и основные результаты выявления разрывных нарушений в рельефе Западно-Сибирской равнины. Там же, с. 68—72.

9. Махутов К. А., Нугманов Я. Д., Тимурзиев А. И. О возможности выделения трещинно-разрывных зон по материалам сейсморазведки МОГТ и морфоструктурного анализа. — В кн.: Тезисы докладов республиканской научно-практической конференции «Особенности геологического строения, бурения и освоения доюрских отложений

Мангышлака». Шевченко, 1982, с. 39—40.

10. Полканова В. Б., Проничева М. В. Некоторые выводы по применению анализа линеаментов в практических целях. — В кн.: Вопросы изучения планетарной трещиноватости. Л., 1976, с. 48—51.

11. Попков В. И., Праздников А. В., Тимурзиев А. И. Новейшая разломная тектоника Мангышлака. — Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 1, с. 165—168.

12. Попков В. И., Тимурзиев А. И. Отражение гранитных интрузий фундамента в рельефе п-ова Мангышлак. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1983, № 6, с. 142—145.

13. Праздников А. В., Тимурзиев А. И. О возможности выявления разломов по материалам космической и геоморфологической съемки. — Труды КазНИПИнефть, 1981, вып. 8, с. 15—18.

14. Столяров А. С., Шлезенгер А. Е. Тектоника и основные черты развития структурного плана Южно-Мангышлакского плато. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, т. 37 (3), с. 3—25.

15. Тимурзиев А. И. Структурно-тектонический анализ мегатрещиноватости Песчаномысско-Ракушечной зоны сводовых поднятий (Мангышлак). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1983, № 7, с. 133—137.

Природа нарушений в верхней части осадочного чехла Балтийского моря

Методом непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) в верхней части дочетвертичного осадочного разреза (0—200 м) Балтийского моря обнаружены многочисленные нарушения — зоны дробления, складки, надвиги, локальные врезы (рис. 1), которые не позволяют проследивать выходящие к дочетвертичному срезу сильные отражающие границы и поверхности углового несогласия, а также глубинные структуры и разломы. Наибольшее число таких нарушений отмечено в местах распространения мезо-кайнозойских толщ, поэтому для выяснения их природы и механизма образования рассмотрен юго-восточный район моря, где указанные отложения хорошо изучены.

Мезо-кайнозойские толщи (отложения триаса, юры, мела, палеогена и неогена), образующие верхнюю часть дочетвертичного осадочного разреза Юго-Восточной Балтики, залегают с угловым несогласием на пермских карбонатных и сульфатно-галогеенных образованиях. Эти толщи погружаются к югу и юго-востоку; в том же направлении возрастает их мощность.

По материалам НСП, драгирования и по другим геологическим данным [3, 4, 10], триасовые отложения мощностью 0—350 м представлены огипсованными глинами с прослоями песчаников и известняков; последние приурочены к средней части разреза, где и сами глины отличаются повышенной карбонатностью. В юрской толще мощностью 0—200 м преобладают песчано-глинистые разности (иногда известковистые) с прослоями алевролитов, мергелей и известняков (последние характерны для верхней юры). Разрез меловых отложений мощностью 0—280 м начинается песчано-глинистыми породами, выше сменяющимися слоистой толщей мергелей, известняками, мелом и опокой с прослоями песков, песчаников и глин. Палеоген-неогеновые образования мощностью в несколько десятков метров имеют преимущественно песчано-глинистый состав.

По данным НСП, мезозойские толщи нарушены по разрезу неодинаково: триасовые отложения обычно деформированы лишь в верхней и средней частях разреза, в то время как юрские (иногда и меловые) — по всему разрезу (см. рис. 1). Подошва перемятых толщ нередко фиксируется жесткой, почти недеформированной отражающей границей, связанной с поверхностью известняков, доломитов и песчаников.

Наиболее выразительны складчато-надвиговые формы, состоящие из надвинутых друг на друга пакетов (блоков) длиной 60—700 м (в среднем 250 м). Надвиговые плоскости погружаются в основном к северу (хотя есть и отклонения вплоть до обратных), поэтому создается впечатление, что северные блоки надвинуты на южные. Углы погружения плоскостей составляют 10—55° (в среднем 35—40°), амплитуды смещений вдоль них 15—60 м. Самыми распространенными среди поверхностных нарушений являются зоны дробления (рис. 2), вызывающие рассеяние сейсмических волн.

Все отмеченные нарушения сопровождаются многочисленными локальными врезами (глубиной 50—180 м, шириной 0,2—10 км). Выделяются два типа врезов, переходящих друг в друга: «слоистые» (32 %), внутри которых регистрируются отражающие границы, и «бесслоистые» (68 %), где этих границ нет. Многие субширотные врезы асимметричны: с более крутым северным бортом.

Поверхностные нарушения тесно взаимосвязаны: большинство врезов тяготеет к зонам дробления, хотя самые выразительные из них иногда расположены на окраинах или за пределами этих зон. В зонах дробления сосредоточена преобладающая часть надвигов, которые чаще всего регистрируются среди густой сети врезов, локализуясь внутри или поблизости от них. Наибольшее число надвигов (свыше 60 %) обнаружено возле «бесслоистых» врезов.

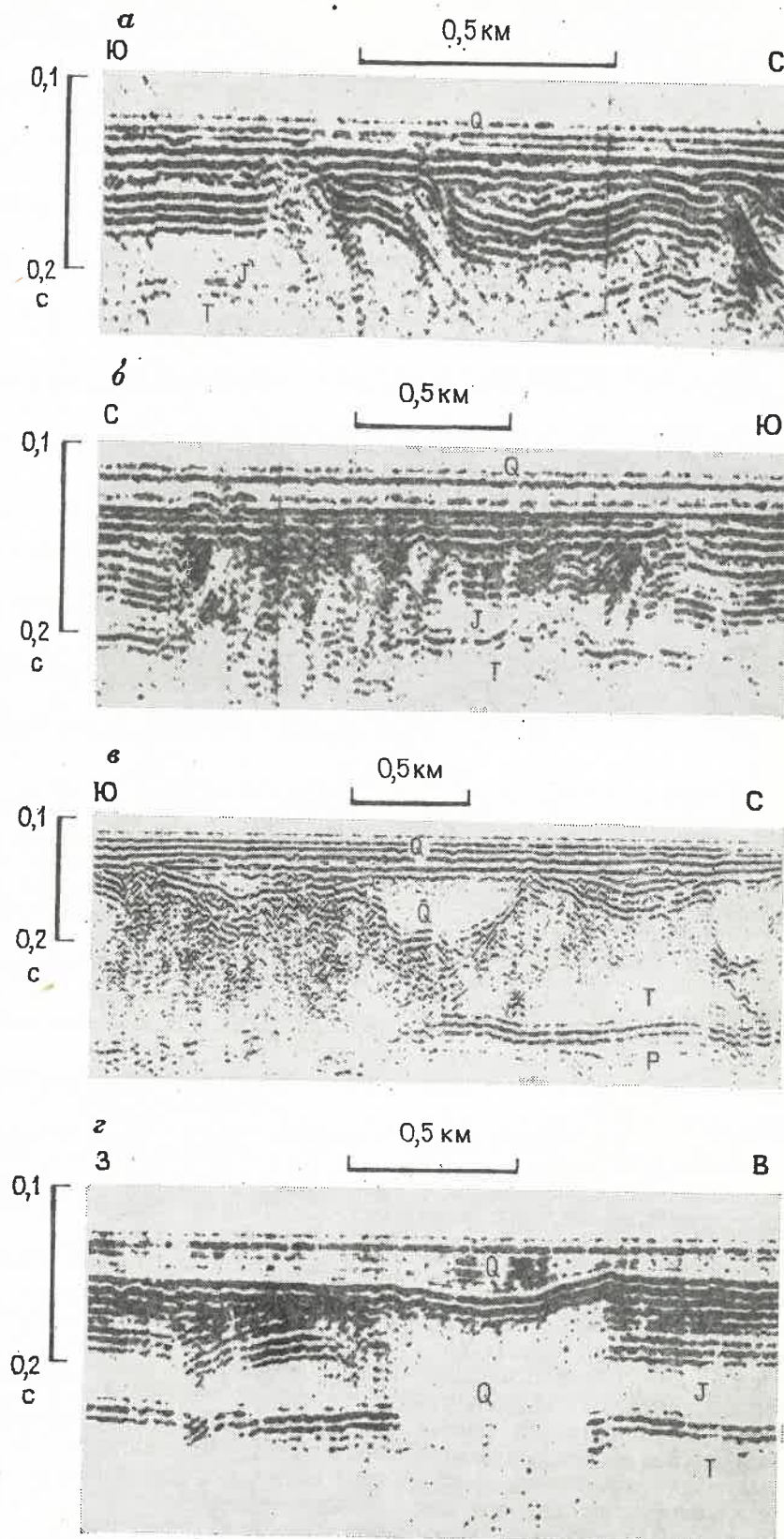


Рис. 1. Образцы записей поверхностных нарушений
а, б — надвиги; в, з — локальные врезы и зоны дробления

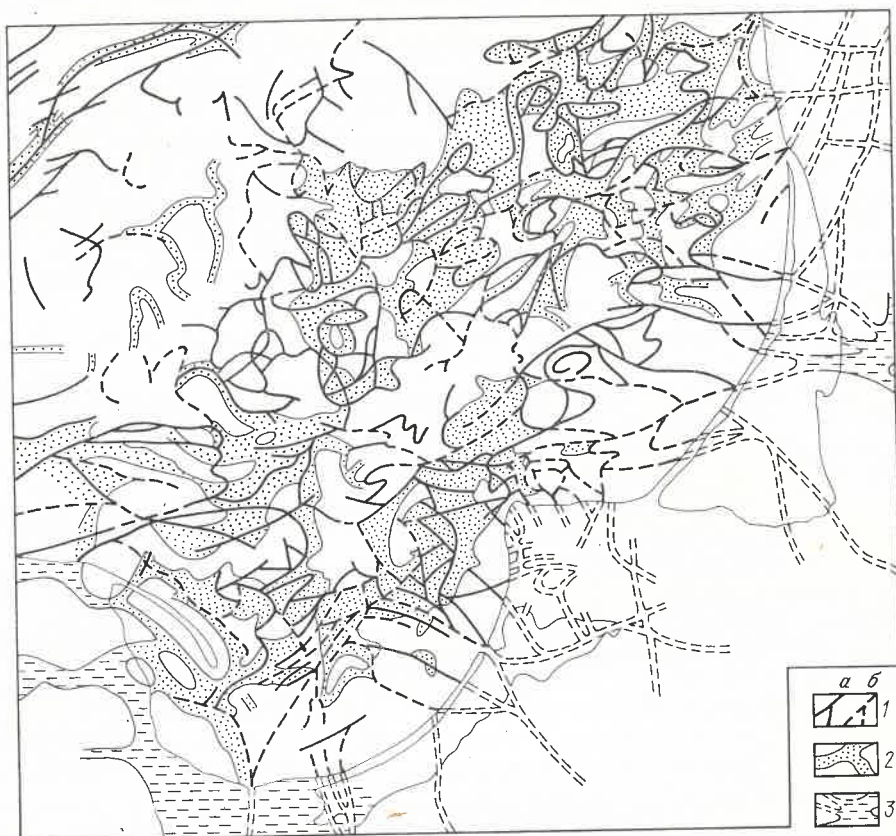


Рис. 2. Схема распространения поверхностных нарушений в Юго-Восточной Балтике, по данным НСП и материалам по суше [2, 3, 11, 14]

1 — локальные врезы: а — без отражающих границ внутри, б — с отражающими границами; 2 — зоны дробления; 3 — ледниковые и речные прадолины на суше

Максимальному разрушению подверглись относительно мягкие (песчано-глинистые и мергелисто-меловые) мезо-кайнозойские толщи, в то время как палеозойские, представленные в основном твердыми породами (карбонатными разностями, песчаниками, аргиллитами, глинистыми сланцами), деформированы лишь на отдельных участках. В области распространения мезозойских толщ намечается зависимость ориентировки зон дробления и врезов от простираия литологических комплексов и стратиграфических границ. Иными словами, распространение и интенсивность поверхностных нарушений связаны с вещественным составом и характером залегания осадочных толщ.

Вместе с тем выяснилось, что поверхностные нарушения тяготеют к определенным формам дочетвертичного рельефа, локализуясь вблизи склонов Гданьской и других впадин. На севере

и северо-западе эти склоны сложены карбонатными породами силура и перми, а на юге и юго-востоке — мергелями, песчаниками и алевролитами юрско-мелового возраста. По склонам и перед ними (за редким исключением) прослеживаются зоны дробления и надвиги, а также самая густая сеть врезов. Причем большинство «слоистых» врезов (74 %) огибает склоны, а большинство «бесслоистых» (56 %) пересекают их, прослеживаясь по узким понижениям. В приосевой части впадин поверхностные нарушения встречаются реже.

Анализ геолого-геофизических данных [11, 13, 15] показал, что поверхностные нарушения отражены в структуре аномальных геофизических полей. Простираие многих из них подчинено ориентировке пикативных тектонических структур (рис. 3). Зоны дробления, пронизывающие иногда всю осадочную толщу [12], обычно про-

слеживаются над густой сетью складок и флексур. В местах пересечения последних наблюдается самое сильное дробление пород, здесь же сосредоточено около 60 % складчато-надвиговых форм. Над складками и флексурами широко развиты врезы, часть которых оконтуривает или рассекает локальные поднятия, что указывает на неотектоническую активность последних. Многие врезы прослеживаются над погребенными склонами в поверхности пермских отложений. Крутизна этих склонов составляет 1—14°, превышения 7—47 м. По ряду признаков (совпадение склонов с флексурами или с продолжением складок и разломов суши) они могут контролироваться разломами.

Из анализа геолого-геофизических данных видно, что поверхностные нарушения тесно связаны с вещественным составом пород, с тектоническим и геоморфологическим строением региона. Они характеризуются следующими признаками: ограниченной глубиной проникновения в осадочную толщу (до 200 м); связью с пластичными и механически непрочными породами; приуроченностью к участкам, где фиксируются неглубокие (до 200—300 м) жесткие отражающие границы, а также к тектоническим зонам, склонам впадин и участкам сильно расчлененного дочетвертичного рельефа.

Отмеченные признаки, а также преобладающий северный наклон надвиговых плоскостей и асимметрия субширотных врезов (с более крутым северным бортом) косвенно указывают на экзогенную природу поверхностных нарушений, тесная взаимосвязь которых свидетельствует о возможном едином источнике деформировавших их сил. Таким источником мог быть наступавший с севера Балтийский ледниковый поток, который в Юго-Восточной Балтике раздваивался на Гданьскую и Куршскую лопасти [2, 14]. Первая продвигалась к югу, вторая — к юго-востоку. Ледоразделом между ними было Самбийское структурное поднятие и его продолжение под морем. Предположение о гляциодинамической природе поверхностных нарушений подтверждается также идентичностью свойственных им признаков и гляциодислокаций суши (разрывов,

сбросов, надвигов, складок, врезов, отторженцев), последние во многих местах разбурены, детально изучены и включены в единый генетический комплекс, связанный с динамикой ледника [5, 7, 9].

Исходя из гляциодинамической природы поверхностных деформаций, участки дробления пород мы можем интерпретировать как переработанные ледником зоны тектонической трещиноватости, а складчато-надвиговые формы — как гляциошарьяжи [13]. Последние широко развиты в долине Немана и на Самбийском п-ове [6, 9], где большая часть из них приурочена к тектоническим зонам, а некоторые — к локальным поднятиям. Локальные врезы могут быть связаны с древними речными долинами, котловинами ледникового выпаживания и размыва, ложбинами стока талых вод, карстовыми полостями.

Исследования на суше [1, 2, 5, 6, 7, 8, 9, 14] позволяют объяснить образование многих типов поверхностных нарушений динамическим воздействием ледников на свое ложе. Как выяснено, разрушение подледникового ложа и отжимание материала происходит вдоль поверхностей скольжения, ограничивающих снизу область предельных напряжений [9]. Эти поверхности имеют асимметричный синклинальный изгиб с минимумом вблизи ледникового края. Круто заглубляясь (угол около 80°) от ледника в сторону его края, они выходят к дочетвертичному срезу далеко за его пределами под углом менее 45°. Указанный механизм разрушения объясняет как асимметрию многих врезов, так и широкое распространение складчато-надвиговых форм перед ледниковым краем, а также на относительно выровненных участках подледникового ложа, совпадающих с тектоническими зонами и с выходами пластичных и механически непрочных пород.

Азимуты падения надвиговых плоскостей могут служить косвенным указателем направления деформирующих сил. Обычно надвиговые плоскости падают в сторону ледника, простираясь вдоль его края [9], поэтому надвиги с преобладающим северным падением плоскостей могли возникнуть как у фронта Гданьской лопасти, так и в

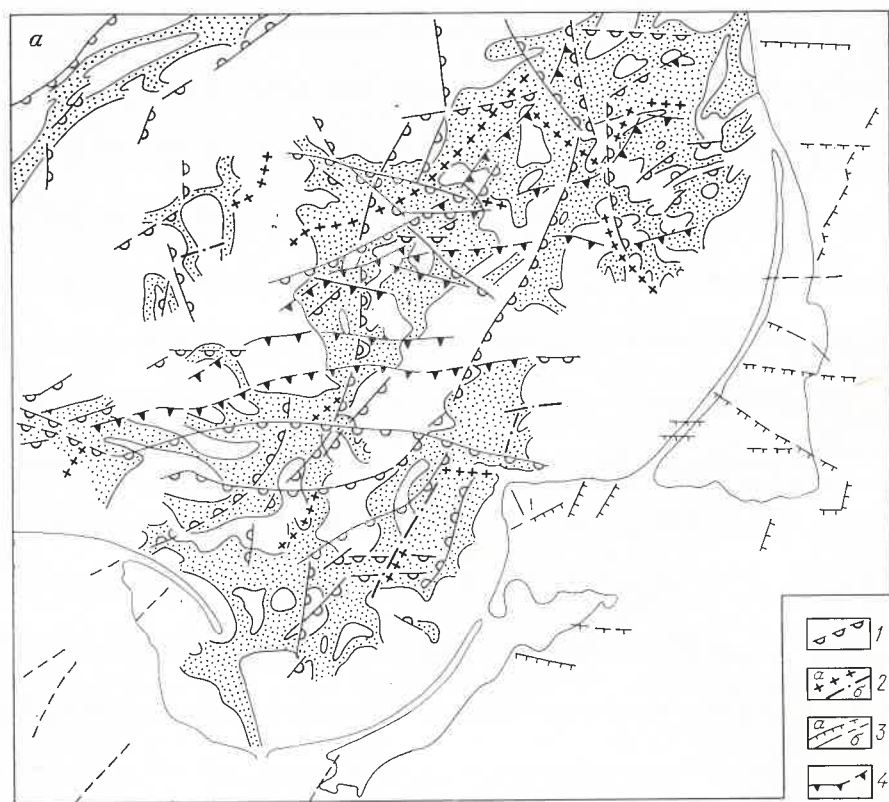


Рис. 3. Схема расположения зон дробления и врезов относительно пликативных тектонических нарушений *a* — зоны дробления: 1 — флексуры, 2 — оси складок (*a* — антиклинальных, *b* — синклинальных), 3 — разрывные нарушения в палеозойских отложениях [10, 12] (*a* — с установленными, *b* — с неустановленными элементами смещения); 4 — погребенные крутые

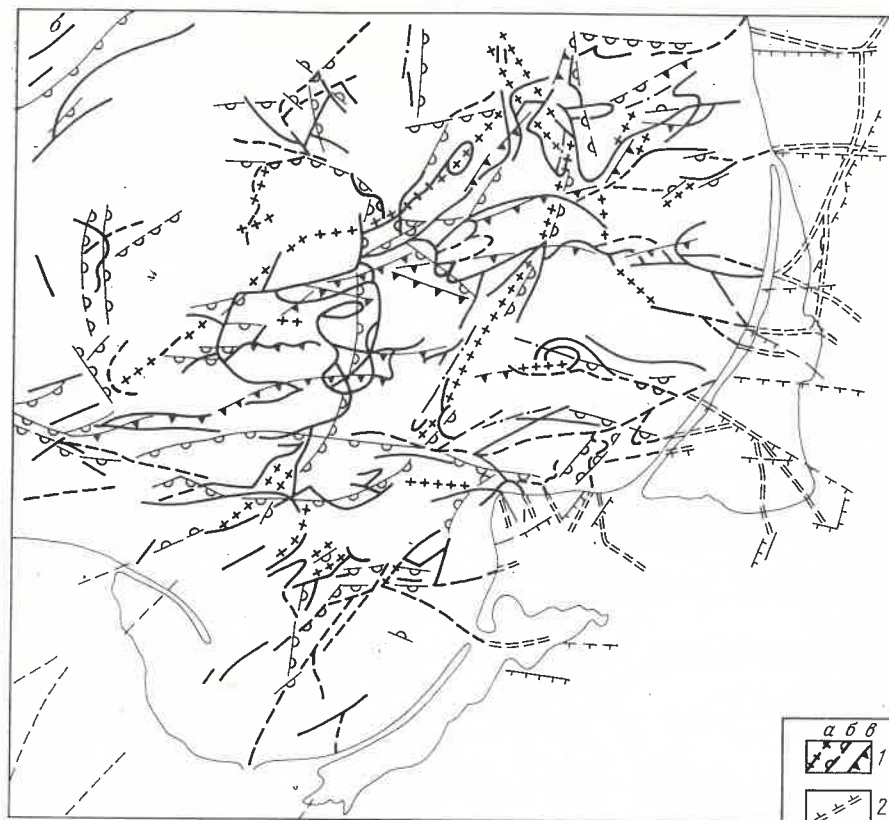
склоны в поверхности пермских отложений; *b* — участки совпадения врезов с тектоническими и эрозионными формами: 1 — в море (*a* — с антиклиналями, *b* — с флексурами, *в* — с погребенными крутыми склонами), 2 — на суше (с разломами в палеозойских отложениях)

бортовой части Куршской. Однако существенная зависимость гляцигенных явлений от местных геологических условий (углов падения, вещественного состава и степени трещиноватости пород; присутствия в рельефе уклонов, барьеров и узких врезов; ориентировки разломов и линейных форм подледникового рельефа относительно направления движения ледника) [14] может вызвать резкое изменение азимутов падения плоскостей. Поэтому надвиги с иными азимутами падения могли быть образованы в сложных геологических условиях различными частями ледниковых лопастей и языков. Это характерно, например, для Самбийской ледораздельной зоны, где наблюдается сильная расчлененность доледникового рельефа и где ледниковый край мог иметь древовидную форму.

Ныне наблюдающиеся азимуты падения надвиговых плоскостей являют-

ся результатом многократного воздействия ледников. Из них наиболее выразительные надвиги, вероятно, образовались в последнюю стадию оледенения, так как аналогичные формы, возникшие на ранних стадиях, могли быть разрушены неоднократным воздействием ледников.

Динамическое воздействие ледника на свое ложе могло происходить следующим образом. Продвигаясь к югу (Гданьская лопасть) и юго-востоку (Куршская лопасть) по тектонически обусловленным понижениям [4, 6, 14], ледник давил на свое ложе, борта впадин и встречные барьеры, приводя породы в напряженное состояние. Напряжения, превышавшие предел прочности пород, вызывали в них пластические деформации и разрушения, площадную и селективную экзарацию с образованием складок, надвигов, зон дробления, ложбин выпавивания, отторженцев. В результате площадной



экзарации в мезозойских песчано-глинистых толщах обозначились Гданьская (глубиной 143 м) и Куршская (свыше 80 м) впадины, обрамленные крутыми ($1-10^\circ$) склонами высотой 30—80 м.

Вполне естественно, что наибольшие разрушения и деформации возникли в местах выхода пластичных и механически непрочных пород, перед барьерами, а также вдоль тектонических зон и в местах их пересечения, где еще в дочетвертичное время была развита эрозионная сеть и где породы разбиты трещинами на естественные блоки, которые были отделены от ложа и надвинуты друг на друга или перемещены ледником в виде отторженцев. В пределах тектонических зон с максимальной силой проявилась селективная экзарация, которая, как известно [8], весьма чувствительна к трещиноватости пород.

Приуроченность значительного числа надвигов к врезам объясняется тем, что наиболее сильные деформации и

разрушения пород ледник вызывал при движении вдоль речных долин и узких ложбин, где обычно возрастают мощность льда и скорость его движения [1]. Первый фактор приводил к увеличению давления на днище и к отжиманию пластичных пород к бортам (где мощность льда меньше), второй — к смене пластичного движения льда глыбовым, импульсным [1, 7, 8, 9]. При импульсном движении льда на участках с сильно расчлененным рельефом возникают большие градиенты давления, которые, превышая предел прочности пород на ограниченных площадях, вызывают их деформацию и разрушение. Последние особенно интенсивны в бортах параллельных долин, подвергавшихся двусторонним давлениям [1, 7]. Подобное, видимо, происходило на Самбийском ледоразделе и на участке предполагаемого раздвоения ледникового потока, совпадающего с зоной пересечения складок и флексур, где развиты наиболее густая сеть врезов и максимальное количество надвигов.

Глыбовое (импульсное) движение льда могло происходить и над погребенными склонами в поверхности пермских отложений, где обнаружены врезы, за счет увеличения уклона подледникового ложа, вызванного дополнительным уплотнением пород у подножья склонов. Возникавшие в мезозойских породах трещины отрыва накладываются на тектоническую трещиноватость, развитую над склонами, и способствовали селективной экзарации с образованием над склонами ложбин ледникового выпахивания.

Пологая бескорневая складчатость, прослеживаемая до глубины 150—200 м в юрско-меловых отложениях Самбийской ледораздельной зоны, могла возникнуть в результате выдавливания пластичных пород (глин, песков, мела, каменной соли) активным и «мертвым» льдом в верхнюю часть разреза.

О генезисе врезов и вещественном составе заполняющих их отложений можно косвенно судить по данным НСП и геологическим материалам суши [5, 7, 11]. На восточном побережье большинство врезов заполнено ниже-среднеплейстоценовой мореной, которая в отдельных случаях перекрыта песками, переходящими в глины. Во многих врезках присутствуют несколько (1—4) слоев морен ниже-, средне- и верхнеплейстоценового возраста, разделенных песчаными и гравийно-галечными наносами. Такой состав пород отражает процессы ледникового выпахивания или выпахивания и размыва [5], а наличие во врезках разновозрастных морен указывает на многофазное их заполнение. Отдельные врезы целиком заполнены слоистыми песками, свидетельствующими о процессах ледникового размыва; то же относится и к вложенным друг в друга врезам. Аллювиальные отложения на дне врезов встречаются редко. Почти все врезы на побережье перекрыты верхнеплейстоценовой мореной и слоем песков.

Исходя из данных НСП и вещественного состава пород, можно предполагать, что «слоистые» врезы заполнены акустически неоднородными толщами, к которым можно отнести разновозрастные морены, разделенные гравийно-песчаными и глинистыми от-

ложениями, т. е. такие врезы многофазны. Учитывая это, а также ряд косвенных признаков (малую протяженность «слоистых» врезов, слабую их извилистость, незначительное разветвление, связь с тектоническими зонами и частое огибание склонов), мы приходим к выводу, что многие из них могут быть связаны с ложбинами ледникового выпахивания и размыва, заложенными по тектоническим зонам и дочетвертичным речным долинам. Неоднократно переработанные ледником и заполненные главным образом продуктами активного льда, они формировались длительно (на протяжении всего ледникового периода) и могли служить руслами для ледниковых языков.

«Бесслоистые» врезы, видимо, заполнены акустически однородными толщами: либо мореной (ложбины ледникового выпахивания), либо песками (ложбины ледникового размыва), т. е. могут быть однофазными. Заложенные, как и «слоистые» врезы, по разломам и древним речным долинам, они претерпели значительные изменения в результате динамического воздействия ледников. Учитывая наземные данные [1, 8, 11], многие из них, особенно ориентированные вкrest движения ледника, могли быть «запломбированы» мореной уже в начальной стадии оледенения. Однако некоторые косвенные признаки (более широкое распространение этих врезов по сравнению со «слоистыми», сложная их структура, способность прорезать склоны, предполагаемое акустически однородное и однофазное их заполнение, вложенность некоторых врезов друг в друга) позволяют предполагать, что большинство таких врезов формировалось на стадии последней ледниковой деградации, прорезая ранее возникшие долины и заполняясь песками. Многие из них могли служить как долинами прорыва и стока талых вод, прорезавшими склоны и впадавшими в ложбины обтекания ледникового края, так и ложбинами обтекания полей «мертвого» льда, заполнявшего низины.

Итак, выполненные исследования показывают, что в дочетвертичном осадочном чехле Балтийского моря намечается целый ряд нарушений, затра-

гивающих лишь верхнюю часть разреза (0—200 м). Большинство из них приурочено к пластичным и механически неустойчивым породам, к тектоническим зонам и склонам региональных впадин. По многим своим особенностям эти нарушения соответствуют широко распространенным на суше гляциодислокациям, а механизм их образования лучше всего объясняется с позиций гляциотектоники. Впадина Балтийского моря, подвергавшаяся неоднократно воздействию ледников, судя по геологическому строению, была идеальным местом для возникновения гляциодислокаций. Благоприятными факторами для этого явились тектоническая раздробленность осадочных пород, сильно различающихся по вещественному составу и прочности, а также значительная расчлененность дочетвертичной поверхности.

Выполненные исследования дают новые факты в пользу ледниковой теории и позволяют более объективно интерпретировать нарушения, выявленные сейсмическими методами в пределах шельфовых морей, подвергавшихся оледенению. Указанные нарушения обычно рассматриваются как помехи, осложняющие верхнюю часть сейсмических разрезов и не позволяющие проследить разломы к дочетвертичному срезу. Однако этот мешающий фактор можно использовать, если учесть, что благодаря приуроченности к тектоническим зонам гляциодислокации могут быть косвенными индикаторами последних.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Асеев А. А. Формы деградации материковых оледенений и типы краевых образований. — В кн.: Краевые образования мате-

- риковых оледенений. М., 1972, с. 50—64.
2. Вайтекунас П. П. Краевые ледниковые образования и закономерности деградации территории Калининградской области и прилегающих районов. — В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М., 1972, с. 7—19.
3. Вытых К. Геология. — В кн.: Гидрометеорологический режим Вислинского залива. Л., Гидрометеониздат, 1971, с. 13—16.
4. Геология Балтийского моря. Под ред. В. К. Гуделиса, Е. М. Емельянова. Вильнюс, Мокслас, 1976.
5. Горецкий Г. И. Об изучении генетических связей краевых ледниковых образований, ложбин ледникового выпахивания и размыва, гляциодислокаций и отторженцев. — В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М., 1972, с. 64—69.
6. Гуделис В. К. Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики. Вильнюс, Минтис, 1973.
7. Кригер Н. И. Основные вопросы гляциотектоники. — В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М., 1972, с. 306—318.
8. Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., Наука, 1976.
9. Левков Э. А. Гляциотектоника. Минск, Наука и техника, 1980.
10. Объяснительные записки к картам геологического содержания республик Советской Прибалтики масштаба 1:500 000 (с комплектом карт, главный редактор А. А. Григалис). Л., Недра, 1980.
11. Погребенные палеоврезы поверхности дочетвертичных пород Южной Прибалтики. Отв. ред. А. Гайгалас, Вильнюс, Мокслас, 1976.
12. Свиридов Н. И. Нарушения слоистой структуры осадочного чехла дна Балтийского моря. — Геотектоника, 1981, № 4, с. 31—43.
13. Свиридов Н. И., Левков Э. А. Первые данные о гляциодислокациях дна Балтийского моря. — Докл. АН БССР, 1981, т. XXV, № 3, с. 265—268.
14. Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. Отв. ред. Н. С. Чеботарева. М., Наука, 1977.
15. Эфендиева М. А. Рельеф кристаллического фундамента под акваторией Балтийского моря по магнитометрическим данным. — Сов. геология, 1967, № 4, с. 88—94.



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 553.21 : 551.263.038 : 551.242.4(4-924.8)

В. Г. ЧАЙКИН (ВНИИГеолнатур)

Эндогенные рудные формации областей активизации Восточно-Европейской платформы

До последнего времени территория Восточно-Европейской платформы рассматривалась как типичный пред-

ставитель металлогенических провинций, для которых характерно прежде всего экзогенное рудообразование. Но

данные последних лет, полученные в результате большого объема геолого-разведочных работ, позволяют говорить о более интенсивной тектоно-магматической жизни платформы и, как следствие этого, о больших масштабах эндогенного рудообразования, чем это предполагалось ранее. В своей истории она претерпела несколько крупнейших этапов тектоно-магматической активизации (ТМА), являющихся следствием общепланетарных изменений тектонических напряжений, носящих пульсационный характер: а) байкальский активизационный этап (1650—600 млн. лет — растяжение) и б) альпийский активизационный этап (225 млн. лет — настоящее время — сжатие) [2, 8]. Выделенные этапы синхронны этапам истории геологического развития платформы. В отдельные периоды единого цикла тектогенеза платформа или ее отдельные части вовлекались в процесс ТМА, носящий наложенный, одноактный характер, который затем вновь сменялся преобладающим платформенным режимом. Подобные явления рассматриваются нами как отдельные эпохи ТМА (каледонская — сжатие, герцинская — растяжение). Именно с временем проявления процесса активизации в жизни платформы (рифей, фанерозой) и связано образование комплекса эндогенных полезных ископаемых.

Анализ эндогенной металлогении в различной степени проводился рядом исследователей. В этих работах делались попытки систематизировать имеющиеся данные для определения закономерностей образования и размещения эндогенного оруденения как в отдельных регионах, так и для платформы в целом [2, 6, 7].

В последнее время при минерагенических исследованиях, особенно в крупно-среднемасштабной минерагении, широко применяется формационный анализ рудных месторождений как основа прогнозных построений [5, 6, 7 и др.].

Под рудной формацией, вслед за Р. М. Константиновым [5], мы понимаем объективно существующие в природе группы месторождений со взаимосвязанными минеральным составом и геологическими условиями локализации. Изучение геологических и минера-

логических особенностей формирования и пространственного размещения эндогенного оруденения областей ТМА (в настоящей работе анализируются месторождения и проявления флюорита, барита, свинца, цинка, меди, ртути, сурьмы, апатита, нефелина, редких металлов, флогопита, природной соды, давсонита) позволило сгруппировать все месторождения и проявления в восемь рудных формаций, включающих 12 минеральных типов. Основными признаками для выделения конкретных рудных формаций и установления их минеральных типов являются геолого-минералогические — морфология рудных тел, соотношение руд с вмещающими породами, окорудные изменения, полезные и сопутствующие компоненты, содержание их в руде и геоструктурные — магматический, структурный контроль оруденения, связь с разрывными нарушениями, этапы и эпохи активизации, палеодинамика тектонических процессов.

1. Барит - сульфидно - флюоритовая формация является типоморфной для краевых областей ТМА, фиксирующих внешний флюоритовый пояс платформы. По преобладающим минеральным ассоциациям в месторождениях и проявлениях данной формации можно выделить флюоритовый, сфалерит-галенитовый, кварц-флюоритовый, барит-сфалерит-галенитовый минеральные типы.

2. Карбонатно-флюоритовая формация широко распространена в интракратонных областях позднегерцинской ТМА Донецкого, Пачелмского, Московского и Камско-Бельского авлакогенов, образуя дугообразную полосу, включающую Волновахскую, Московскую и Башкирскую флюоритоносные зоны внутреннего флюоритоносного пояса платформы. Внутри карбонатно-флюоритовой формации по количественным соотношениям флюорита и карбонатных минералов, а также по степени кристаллизации флюорита выделяются карбонатно-флюоритовый и ратовкит-флюоритовый минеральные типы.

3. Сфалерит-галенитовая (полиметаллическая) формация, наиболее широко распространенная в интракратонных областях ТМА платформы, образует широкие «размазанные» в про-

странстве поля. К настоящему времени промышленные скопления известны лишь в зоне инверсионных сооружений Донецкой зоны. Исходя из количественных соотношений кварца и карбонатных минералов выделяются кварц-карбонат-полиметаллический и кварц-полиметаллический минеральные типы.

4. Сурьяно-ртутная формация известна в двух минерагенических зонах — Донецкой и Токмовской (?). В первом случае скопления ртути контролируются системой субмеридиональных взбросо-надвигов глубокого заложения Донецкого кряжа (антимонит-киноварный минеральный тип), во втором — посткарельской региональной Камско-Сурской системой надвигов (самороднортутный минеральный тип?). Связь с магматизмом выражена слабо и носит парагенетический характер (Донецкая зона), либо практически отсутствует (Токмовская зона).

5. Формация самородной меди включает многочисленные проявления меди, образование которых связывается с завершающими фазами развития эпигерогенного Волюно-Полесского авлакогена, когда в тектонических условиях преимущественного растяжения байкальского этапа ТМА широко проявился трапповый магматизм (Подольская зона).

6. Флогопит-apatит-редкометалльная формация объединяет магматические, гидротермальные; автометаморфические, контактно-реакционные, метасоматические месторождения и проявления, связанные с формацией щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами каледонской эпохи ТМА Балтийского щита.

7. Апатит-нефелиновая формация представлена крупнейшими месторождениями Хибинского и Ловозерского массивов формации агпайтовых нефелиновых сиенитов герцинской эпохи ТМА Балтийского щита.

8. Содонная формация к настоящему времени остается менее всего изученной, вследствие чего ее количественные и качественные характеристики весьма неполные. В целом формирование данной формации связывается с герцинской эпохой ТМА краевых частей платформы (Припятская и Камская зоны). Известные проявления давсонита (давсонитовый минераль-

ный тип) и термонатрита (содовый минеральный тип) тяготеют к эрозионно-тектоническим котловинам, фиксирующимся в зонах разрывных нарушений типа сдвига, сбросо-сдвига.

Несмотря на некоторые различия в методических подходах к оценке рудности отдельных регионов, особенно в части определения генезиса оруденения, большинством исследователей образование рудных месторождений и проявлений рифей и фанерозоя связывается с гидротермальной деятельностью в условиях ТМА [2, 6, 9, 11].

К началу байкальского этапа Восточно-Европейская платформа сформировалась как самостоятельная структурная единица с единым архейско-среднепротерозойским складчатым фундаментом. Тектонические условия сжатия этапа становления кристаллического фундамента к этому времени сменились растяжениями, приведшими к распаду платформы и заложению сложной системы рифтов-авлакогенов [2, 8]. Наиболее значительное оруденение (барит-сульфидно-флюоритовая формация) связывается с циклом дифференцированных опусканий (по Р. Н. Валееву) авлакогенов краевых областей, сопровождавшихся интенсивным трапповым вулканизмом (рис. 1)*.

В восточном секторе платформы трапповая деятельность в пределах Камско-Бельского авлакогена (Камская зона), сопровождавшаяся значительной гидротермальной активностью, обусловила формирование комплексной минерализации (барит-сфалерит-галенитовый минеральный тип) в виде цемента, жил, прожилков, накладывающихся на нижнерифейские отложения. Установлены кальцитовая, кальцит-баритовая, кварц-карбонатная, барит-доломитовая, марказит-баритовая, баритовая, пирит-кальцитовая, полиметаллическая минерализация; флюоритопоявления отмечаются редко [12].

Далее на север, по периферии Балтийского щита, с циклом дифференцированных опусканий Кандалакшско-Двинского авлакогена (Двинская зо-

* На всех рисунках тектоническая основа Р. Н. Валеева.

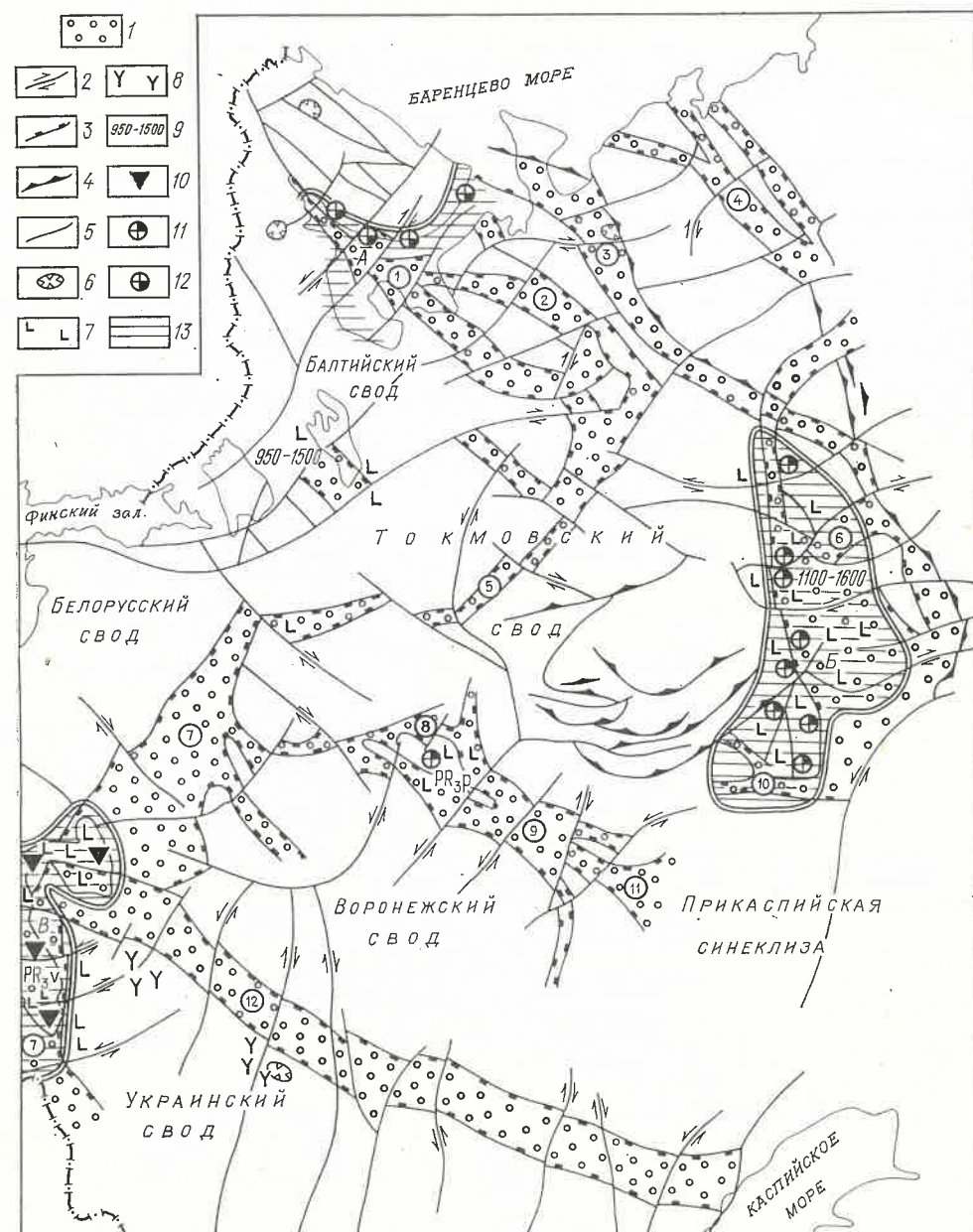


Рис. 1. Геотектоническая схема размещения рудных формаций байкальского этапа

1 — авлакогены (цифры в кружках): 1 — Кандалакшско-Двинский, 2 — Керецко-Лешуковский, 3 — Тиманский, 4 — Колво-Денисовский, 5 — Среднерусский, 6 — Камско-Бельский, 7 — Воыно-Полесский, 8 — Московский, 9 — Пачелмский, 10 — Пугачевский, 11 — Доно-Медведицкий, 12 — Большедонбасский, 13 — прочие разломы; 2 — сдвиги; 3 — сбросы; 4 — надвиги; 5 — прочие разломы; 6 — массивы центрального типа; 7—8 — магматические формации: 7 — трапповая, 8 — щелочных граносиенитов; 9 — возраст магматитов, млн. лет; 10—12 — рудные формации: 10 — самородной меди, 11 — 12 — барит-сульфидно-флюоритовая (минеральный тип: 11 — барит-сфалерит-галенитовый, 12 — кварц-флюоритовый); 13 — минерогенические зоны: А — Двинская, Б — Камская, В — Подольская

на) связаны многочисленные проявления кварц-флюоритового минерального типа. К настоящему времени известно одно промышленное скопление флюорита — месторождение Корабль, а также ряд более мелких проявлений северо-восточного побережья Кольско-

го полуострова [4]. Флюорит здесь встречается в многочисленных кварцевых жилах, секущих песчаники верхнего докембрия. В процессе формирования флюоритоносных жил выделяется семь фаз: 1) кварцевая; 2) карбонатно-кварцевая; 3) флюоритовая;

4) кварц-флюоритовая; 5) кварц-барит-флюоритовая; 6) кварц-баритовая; 7) сульфидно-кварцевая.

Сфалерит-галенитовый минеральный тип фиксируется также по северо-восточной периферии Балтийского щита, располагаясь в районе Варангер-Фирда, мыса Орлов-Терский и прибрежной зоны Порьей губы. Одиночные проявления известны в центральной части Кольского полуострова и Приладожья. Возраст минерализации 1270—1220 млн. лет [13]. По Т. В. Билибиной, выделяются три генетических типа жил: сфалерит-галенитовый, халькопирит-сфалерит-галенитовый и галенитовый. Первый тип фиксируется в графитистых гнейсах и гнейсо-диоритах архея, второй — в осадочно-вулканических толщах среднего протерозоя, третий — в гранитах рапакиви. Рудные минералы — галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, пирротин; встречаются магнетит, ильменит, сафлорит, брейтгауптит, арсенопирит, молибденит. Гипергенный комплекс представлен халькозином, ковеллином, малахитом, азуритом, смитсонитом, каламином, церусситом, эритрином, аннабергитом, гидроокислами железа. Среди нерудных следует отметить кальцит, доломит, микроклин, барит, кварц, иногда флюорит. Околорудные изменения проявились в незначительной хлоритизации и окварцевании.

В западном секторе платформы с завершающими фазами развития эпигорного Воыно-Полесского авлакогена связывается формирование многочисленных проявлений формации самородной меди, тяготеющих к базальтам и туфам (Подольская зона). Основной рудный минерал — самородная медь — ассоциирует с халькозином, борнитом, ковеллином, купритом, малахитом, азуритом. Нерудные минералы — кварц, хлорит, кальцит, цеолиты, анальцим. Форма проявления — налеты, корочки, дендриты на стенках трещин, вкрапленность в прожилках кварца и кальцита, во вторичном цементе вулканических брекчий. В настоящее время в ряде мест известны находки пластинчатых самородков меди массой до 1 кг. В меньшей степени развито медное оруденение по миндалинам базальтов. Наряду с мономинеральным выполнением миндалин хло-

ритом, цеолитами, кварцем, кальцитом, халцедоном, палагонитом отмечается полиминеральное — с минералами меди [6].

Наиболее полно процесс каледонской эпохи проявился в пределах Балтийского щита, непосредственно контактирующего с Грампианской геосинклиналью. Резонансная активизация здесь проявилась вспышками щелочно-ультраосновного магматизма с формированием массивов центрального типа, с которыми в прямой генетической связи находятся месторождения и проявления флогопит-апатит-редкометальной формации (рис. 2).

К месторождениям магматической стадии принадлежит безрудные крупнозернистые оливиниты Лесной. Варакки (высококачественное огнеупорное сырье) и значительные концентрации титаномagnetита — перовскита в рудных оливинитах, пироксенитах (Хабозерская группа, Себлявр, Вуориярви) и щелочных пегматитах (Африканда, Лесная Варакка, Вуориярви). Среди постмагматических образований выделяется группа автометаморфических месторождений титаномagnetита — перовскита, вкрапленных, гнездовых и прожилковых сегрегаций флогопита и биотита (Африканда, Озерная Варакка). Вторую группу образуют контакто-реакционные и метасоматические месторождения флогопита, приуроченные к контакту щелочных и ультраосновных пород или локализованные в некотором удалении от него, в зонах проникновения щелочных растворов в гипербазиты (Ковдор, Африканда, Себлявр).

Особое место занимают постмагматические апатит-магнетитовые месторождения «рудного комплекса» (Ковдор, Вуориярви и др.), формирование которых приурочено к контакту ийолит-мельтейгитов с пироксенитами и фенитизированными гнейсами [7].

Анализ геофизических материалов по восточному склону Балтийского щита, перекрытого на его ближайшем погружении осадками венда и палеозоя сравнительно небольшой мощности, позволил выделить крупные минерогенические области — Онего-Вагскую и Онежско-Ладожскую, где были выявлены аномальные физические поля, чрезвычайно близкие полям из-

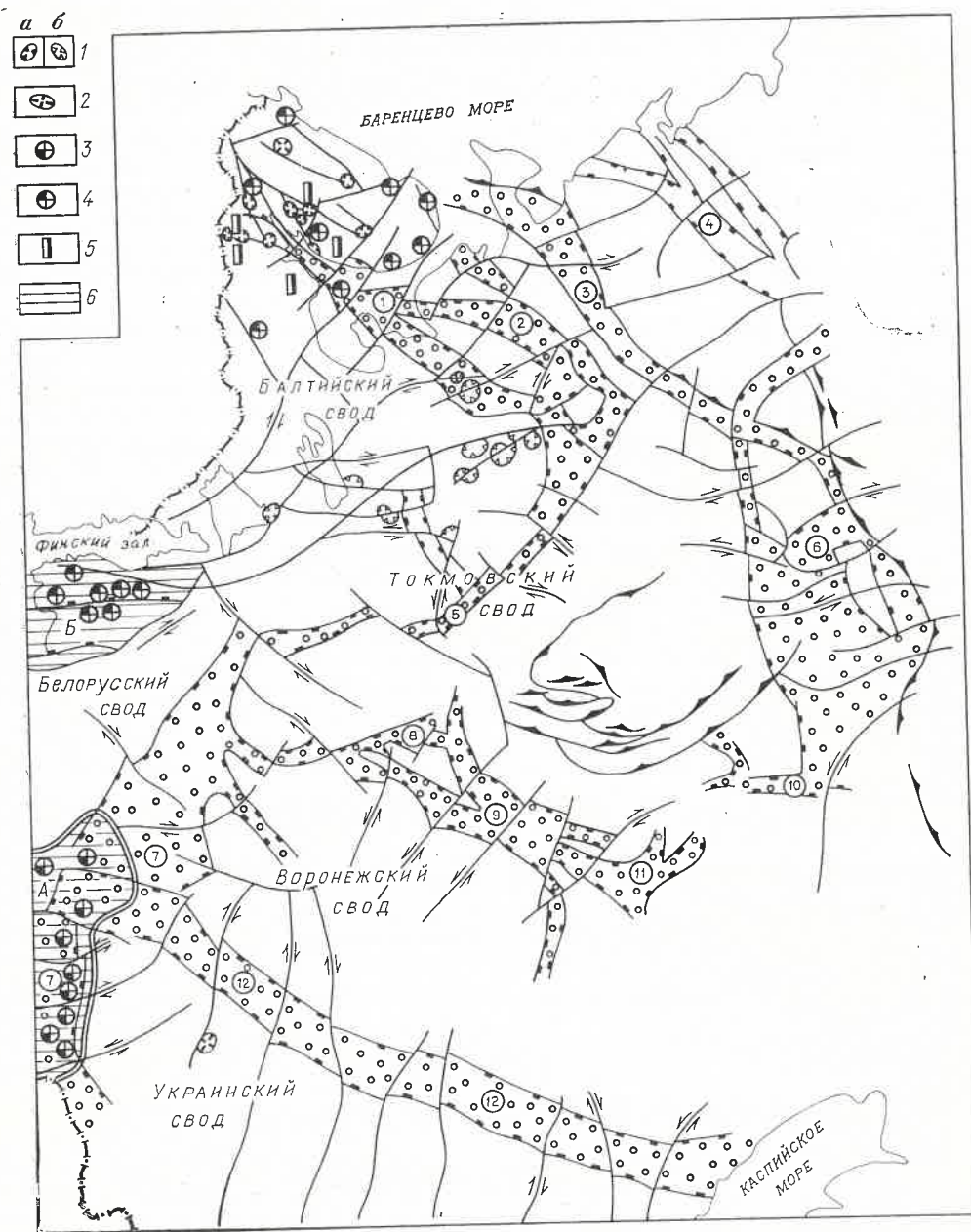


Рис. 2. Геотектоническая схема размещения рудных формаций каледонской эпохи

1 — массивы центрального типа формации щелочно-ультраосновных пород с карбонатами: а — установленные, б — предполагаемые 2 — палеокальдеры; 3—5 — рудные формации: 3—4 — барит-сульфидно-

вестных массивов центрального типа Карело-Кольского региона. К этой группе относятся Емцовская, Свирицкая, Вытегринская и другие аномалии Ладжской и Онежской зон активизации. По аналогии с известными массивами Балтийского щита здесь можно

флюоритовая (минеральный тип: 3 — флюоритовый, 4 — сфалерит-галенитовый), 5 — полиметаллическая, кварц-полиметаллический минеральный тип; 6 — минералогические зоны: А — Подольская, Б — Эстонская. Остальные условные знаки см. рис. 1

ожидать апатитовую, флогопит-вермикулитовую и редкоземельную минерализации. Глубина залегания предполагаемых интрузивов, перекрытых вендскими и палеозойскими осадочными образованиями, колеблется от 0,5 до 0,8—1 км [3].

В пределах активизированной Русской плиты процесс ТМА носил ограниченный характер и обусловил появление инверсионных сооружений взбросового типа. В пределах Волинно-Полесского авлакогена (Подольская зона) процесс ТМА сопровождался формированием наложенной флюоритовой минерализации (флюоритовый минеральный тип) в полосе шириной 40—45 км и протяженностью более 200 км (см. рис. 2).

Флюоритовая зона контролируется Хмельницкой и Ровенской системами продольных и Белоцерковской, Теревской системами поперечных разломов Волинно-Полесского авлакогена, причем основная масса флюорита сосредоточена в пределах Сорочинского грабена. Флюоритовая минерализация приурочена главным образом к терригенным образованиям ольчадаевских, в меньшей степени ямпольских слоев венда, достигая промышленной концентрации в пределах одного Бахтинского месторождения. В формировании флюоритового оруденения Подольской зоны устанавливаются следующие стадии: полевошпат-кварц-сульфидная, кальцит-флюоритовая и дикиит-кальцитовая [6, 10]. Наряду с флюоритом в разрезе венда встречаются галенит, сфалерит и барит, образующие в песчаниках цемент, отдельные пятна и вкрапленность. Наиболее значительные концентрации барита приурочены к ольчадаевским слоям.

В распределении минерализации по площади намечается определенная зональность. По мере удаления от Хмельницкой зоны разломов намечаются последовательно участки флюоритового, галенитового и сфалеритового оруденения [10]. Далее за пределами Ровенской системы разломов интенсивность минерализации резко падает вплоть до полного исчезновения.

Непосредственно на продолжении Подольской зоны по южному склону Балтийского щита в пределах Латвийского грабенообразного прогиба фиксируются телетермальные сульфидные рудопоявления (галенит-сфалеритовый минеральный тип) трех районов Эстонской зоны: Пярну-Нарвского, Таллинско-Хийумааского и Псковско-Рижского, контролируемых взбросами и надвигами. В первых двух зонах минерализация установлена в кристаллическом фундаменте и осадочном чехле, в Псковско-Рижском районе — только в осадочном чехле. Основная часть рудопоявлений сосредоточена в карбонатах ордовика и силура и представлена кальцитовыми жилами, кавернами и пустотами с галенитом и сфалеритом, ассоциирующими с марказитом и пиритом. В девонских базальных песчаниках сульфиды выполняют цемент и представлены марказитом, галенитом, пиритом, сфалеритом, халькопиритом и арсенопиритом [11].

В герцинскую эпоху усиление горизонтальных движений привело к возобновлению процессов эпиплатформенного рифтогенеза, сопровождавшегося в ряде мест магматизмом преимущественно щелочного характера. В пределах активизированной плиты процесс ТМА наиболее интенсивно проявился в ее периферических частях и, в частности, в зоне Донецкого авлакогена вплоть до формирования инверсионно-складчатых сооружений с широким проявлением трахибазальтового вулканизма. С постмагматическими процессами связано формирование флюоритового, полиметаллического, ртутного и другого оруденения (рис. 3).

Флюоритовая минерализация (карбонатно-флюоритовый минеральный тип) тяготеет к области сочленения многочисленных разломов Кальмиусского глубинного поперечного сдвига с Волновахским продольным сбросом Донецкого авлакогена (Донецкая зона), где наряду с ртутным и свинцово-цинковым оруденением обнаружено единственное пока Покрово-Киреевское месторождение карбонатно-флюоритовых руд гидротермально-метасоматического типа [6].

Флюорит образует жилы, линзы и зоны с прожилково-вкрапленным типом оруденения в карбонатных породах нижнего карбона. В разрезе Покрово-Киреевского месторождения, согласно минеральному составу руд, намечаются три основные зоны: 1) флюоритовые пески, рыхлые флюоритовые песчаники с глинистым цементом; 2) карбонатно-флюоритовые и 3) карбонатно-полевошпат-флюоритовые руды. В основании последней прослеживается 10-метровая зона гидротер-

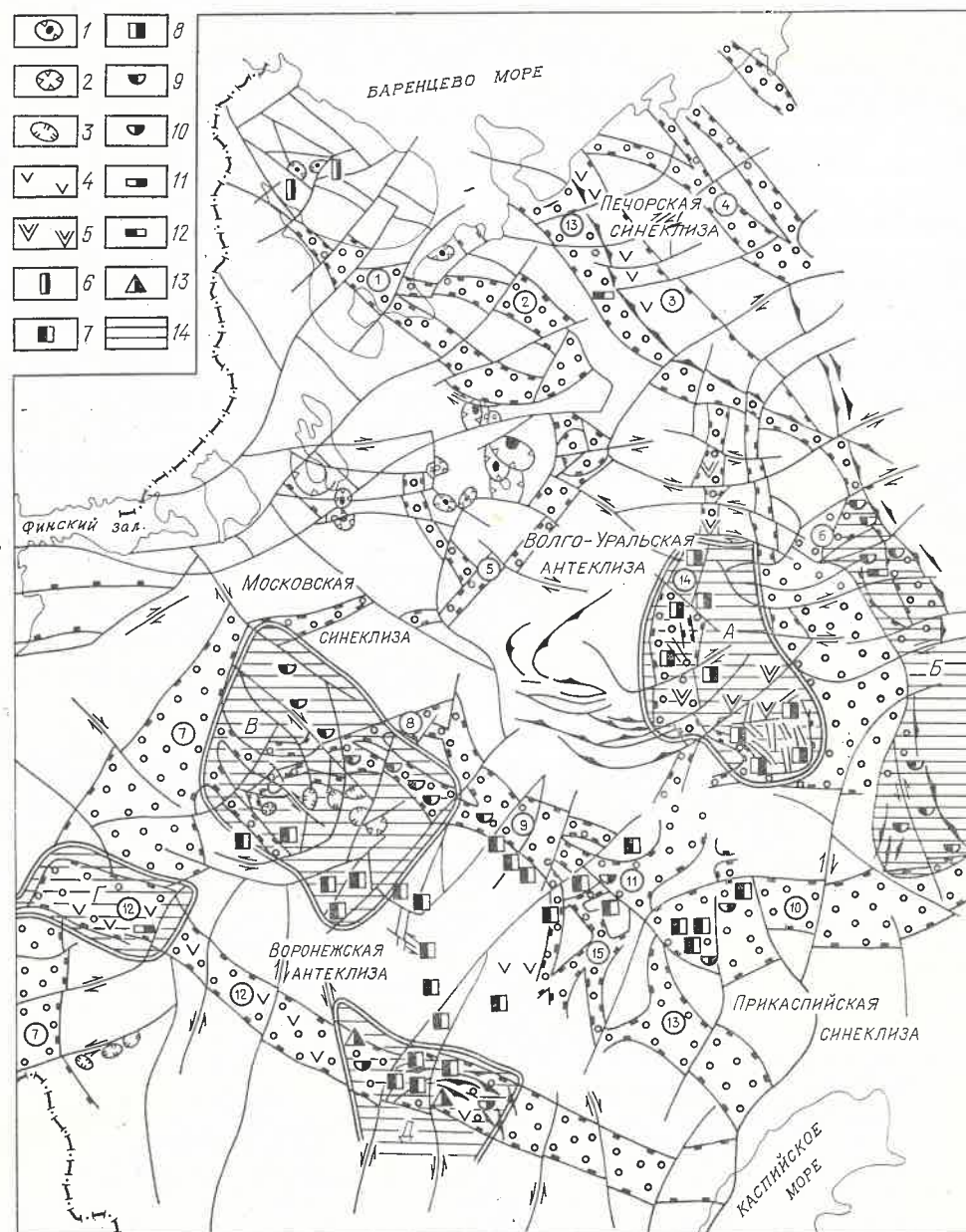


Рис. 3. Геотектоническая схема размещения рудных формаций герцинской эпохи

1 — массивы центрального типа формации апатитовых нефелиновых сиенитов; 2 — палеокальдеры; 3 — палеодепрессии; 4 — 5 — магматические формации: 4 — трахибазальтовая, 5 — трахиандезитовая; 6 — 13 — рудные формации: 6 — апатит-нефелиновая, 7 — 8 — полиметаллическая (минеральный тип: 7 — кварц-карбонатно-полиметаллический, 8 — кварц-полиметаллический), 9 — 10 — карбонатно-флюоритовая (минераль-

ных флюоритовых руд жильного типа [10].

Месторождения и проявления сфалерит-галениновой (полиметаллической) формации широко представлены в центральной части Донецкого бас-

сейна, вдоль Главной антиклинали (Донецкая зона). Оруденение (кварц-карбонатно-полиметаллический минеральный тип) локализовано в песчано-глинистых породах визе-московской паралической формации и представ-

лено в виде более 500 сульфидных, кварц-анкеритовых и кварц-сульфидных жил и рудных зон, залегающих среди глинистых и песчано-глинистых пород свит C_1^5 , C_2^1 , C_2^2 . В зоне сочленения Ровенского валообразного поднятия Главная антиклиналь делится на две ветви, в пределах которых выделяются Северная (Есауловское, Семеново-Бугорское и другие месторождения) и Южная (Южно-Есауловское, Остробугорское и другие месторождения) рудные зоны [6].

Оруденение Северной рудной зоны приурочено к продольным зонам смятия осевого надвига и его апофизам. Помимо основной жильной минерализации, представленной протяженными плитообразными телами с бороздами, штрихами и зеркалами скольжения на зальбандах, известна также прожилково-вкрапленная. Минеральный состав — сфалерит, галенит, буланжерит, бурнонит, кварц, анкерит, кальцит, диккит, хлоритоиды.

Полиметаллическая минерализация в пределах Южной зоны приурочена к участкам трещиноватости в брахи-антиклинальных поднятиях сводовой части Главной антиклинали, а также участкам дробления пород в зонах сбросово-сдвиговых дислокаций субмеридионального простирания. Минеральный состав преимущественно кварцевый, более широко распространены мышьяковые минералы; минералы сурьмы встречаются спорадически.

Непосредственно на северном продолжении Донецкой минерагенической зоны в карбонатных отложениях намырского и башкирского ярусов юго-западного склона Воронежского массива установлена полиметаллическая минерализация. Рудные минералы — пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, марказит, реже киноварь, антимонит, арсенопирит; нерудные — кальцит, доломит, халцедон, кварц, флюорит, анкерит. Аналогичная минерализация отмечена в карбонатных породах верхнего и среднего девона северо-восточного склона Воронежского щита.

Донецкая минерагеническая зона Восточно-Европейской платформы наиболее изучена в отношении ртутного оруденения (сурьмяно-ртутная формация, антимонит-киноварный минераль-

ный тип). Здесь выделяются четыре рудных поля (Никитовское, Дружковско-Константиновское, Славянское и Волновахское), включающих серию месторождений и проявлений, приуроченных к визе-московской паралической формации [6]. Оруденение контролируется сложной системой надвигов, взбросо-надвигов и сбросов, служивших тектоническими экранами для рудогенерирующих растворов [6].

Главный рудный минерал — киноварь, ассоциирует с антимонитом, арсенопиритом, пиритом, марказитом, реже с халькопиритом, висмутином, галенитом, сфалеритом. Нерудные минералы — кварц, флюорит, диккит, карбонаты, серицит. Процесс рудообразования сопровождался окварцеванием, аргиллитизацией (диккитизацией) и карбонатизацией вмещающих пород. В процессе минералообразования выделяются шесть стадий: арсенопиритовая, киноварная, кварц-арсенопиритовая, карбонат-арсенопиритовая, диккитовая, марказитовая. Минералообразование, судя по минеральному составу руд и данным гомогенизации газожидких включений в кварце (150—200 °C), было связано с низкотемпературной деятельностью, обусловленной, по-видимому, развитием щелочно-базальтоидного магматизма. По форме рудных тел выделяются жилы, линзы, рудные штоки и штокверки, пластообразные залежи, гнезда.

В пределах Припятского сегмента рифтовой системы Большого Донбаса завершающие фазы герцинского ТМА привели к раскрытию оперяющих региональные поперечные сдвиги разломов более низкого порядка, являющихся подводными каналами для содоносных гидротерм. Локализация рудного вещества (давсонитовый минеральный тип) происходила в эрозионно-тектонических котловинах узлов пересечения поперечных сдвигов с продольными сбросами в южной прибортовой части Припятского авлакогена. Здесь к настоящему времени выявлены два участка распространения давсонита — Осташковичский и Заозерский. На первом участке давсонитосодержащие отложения представлены кремнистыми ожелезненными аллитистами, аллитито-глинистыми породами нижнего карбона с содержанием давсонита до

52—70 %; на Заозерском — имеют каолинит-гипс-бёмитовый состав с содержанием давсонита 5,1—84,1 %. Интересно, что на обоих проявлениях давсонит встречается на некотором удалении от тектонических трещин, затем его количество увеличивается до какого-то максимума [1].

Тесная связь давсонита с типичными продуктами гидротерм — флюоритом, ртутью, кварцем, полиметаллами, вторичные превращения глинистых минералов в монтмориллонит и давсонит позволяют отнести большинство проявлений к гидротермальному и метасоматическому типам.

В восточном секторе платформы раннегерцинская ТМА обусловила заложение и развитие эпиплатформенного Вятского авлакогена и Кулигинско-Шугуровской системы грабенов. Здесь в тесной связи с вулканитами девонской трахиандезитовой формации (Камская зона) находятся многочисленные проявления сфалерита, галенита, халькопирита, пирита, марказита (кварц-полиметаллический минеральный тип) в песчано-глинистых отложениях девона и карбона [9 и др.], образуя мелкую (до 3 мм) вкрапленность и выполняя отдельные каверны, пустоты. В ассоциации с сульфидами отмечаются кальцит и кварц.

В пределах южного окончания Предуральского прогиба (Башкирская зона) в полосе протяженностью несколько сот километров при ширине 60—70 км прослежена флюоритовая минерализация (ратовкит-флюоритовый минеральный тип). Серия рудопроявлений флюорита контролируется шовной зоной Камско-Бельского авлакогена и Кунгурского палеосвода, тяготея в основном к левостороннему Камскому сдвигу. В современном структурном плане все известные проявления флюорита в карбонатах артинско-кунгурского возраста приурочены к склоновым частям инверсионных сооружений Дороховского, Чернушенского, Веслянского, Березовского, Тулумасовского валов Уфимского структурного выступа. В тесном парагенезисе с флюоритом отмечаются доломит, кальцит, кварц, пирит, хлорит, биотит.

Одновременно процесс позднегерцинской ТМА сопровождался здесь по-

ступлением из глубин содовых вод, которые локализовались в озерах, образуя значительные концентрации. Так, в зоне сочленения Чусовской седловины Предуральского прогиба с Краснокамско-Полазнинским горстом обнаружен пласт термонарита в уфимских отложениях Городковского месторождения нефти [1]. Перспективы дальнейших поисков промышленных скоплений природной соды в озерных фациях уфимского яруса Южного Предуралья в значительной степени зависят от знания детального структурного плана оцениваемой территории, позволяющего выделить замкнутые эрозионно-тектонические и тектонические котловины, в которых могли бы формироваться содоносные озера. Существующая плотность структурных скважин к настоящему времени не обеспечивает возможности выделения озерных котловин. В связи с этим наряду с результатами бурения нами были использованы материалы региональной гравитационной съемки и морфометрического анализа*.

При снятии регионального фона, на основании расчетов предполагаемых глубин залегания сульфатно-карбонатных нижнепермских пород, нами были установлены остаточные локальные минимумы и максимумы, совпадающие с зонами нижнепермских опусканий и поднятий, выделенных по данным структурного бурения. Намечается следующая система эрозионно-тектонических котловин: Верхнечусовская, Шушпанская, Шалыгинская, Кучинская, Бояркинская, Северо-Шушпанская, Южно-Комарихинская, Хмелихинская, Западно-Усолкинская и целый ряд других в смежных районах. Многие из них тяготеют к зонам разломов, выделенных по гравимагнитным ступеням, и группируются в отдельные цепочки.

Аналогичная картина наблюдается в пределах Предтимаевского прогиба в районе Красногорской, Сулинской и Ропчинской впадин. Это подтверждается прежде всего находками псевдоморфоз кальцита по гейлюсситу и нортупиту, доломита по нортупиту

* Анализ и интерпретация геолого-геофизических материалов проведены совместно с Р. Н. Валеевым.

в верхнетатарских карбонатно-мергельных породах верхнетатарского подъяруса. Солевой состав пород ельвинской свиты характеризуется (по водным вытяжкам) устойчивым гидрокарбонатно-натриевым (содовым) типом засоления. Содержание соды 0,92—2,8 %; в белощельских слоях 1,8—6,24 %, кроме того, в последних широко распространен анальцим. В ряде мест отмечается проявление содовых вод с минерализацией до 10 г/л. Состав вод гидрокарбонатно-кальциево-натриевый, гидрокарбонатно-натриевый, гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-натриевый [1].

По направлению к центральным частям платформ интенсивность ТМА резко падает и фиксируется лишь слабыми подвижками отдельных блоков земной коры в зонах прохождения региональных сдвигов. В этом отношении наиболее показательна зона торцового сочленения Пачелмского и Московского авлакогенов. Процесс раннегерцинской ТМА и раскрытия разломных систем сопровождался в ряде мест излиянием фторосодержащих низко-среднетемпературных гидротерм, локализующихся в карбонатных отложениях девона, карбона и нижней перми. В распределении минерализации по площади намечается латеральная зональность. Осевая часть Пачелмского авлакогена, узел сочленения его с Московским авлакогеном, а также его затухающее головное окончание, фиксируемое в зоне Нелидовского свода Зубцовским левосторонним сдвигом, характеризуется широким распространением флюоритовой минерализации (ратовкит-флюоритовый минеральный тип), которая контролируется многочисленными опеляющими рифтовую структуру разломами более низкого порядка.

Молибденовая и свинцово-цинковая минерализация в пространстве замещает флюоритовую, образуя зону шириной 400—500 км, тяготея к прибортовым участкам Московского и Пачелмского авлакогенов и прослеживается далее на север в пределы Нелидовского свода.

В пределах Балтийского щита процесс герцинской ТМА привел к образованию уникальных Хибинского и Ловозерского щелочных массивов. Глав-

ные минерогенические особенности Хибинского массива определяются приуроченностью к нему комплексных апатитовых и нефелин-apatитовых месторождений, а также редкометалльной минерализацией (титан, тантал, молибден, ниобий), характерной для пегматитов и зон развития щелочных метасоматитов (apatит-нефелиновая формация). Известные хибинские месторождения апатита приурочены к комплексу ийолит-уртитов и образуют зону контакта с рисчорритами (Расвумчорр, Юкспор, Кукисвумчорр и др.). Кроме апатита в рудах Хибинского месторождения известны концентрации нефелина, эгирина, титаномагнетита. С комплексом ийолит-уртитов генетически связаны скопления сфеновых и апатит-сфеновых руд.

В настоящее время в Ловозерском массиве установлено несколько типов апатитового сруденения: апатитоносные уртитовые горизонты дифференцированного комплекса, апатит-сфен-амфиболовые ийолиты эвдиалитового комплекса (плато Куйвчорр-Куамдеспахк), апатитсодержащие фениты горы Вавнбед. Несмотря на ряд благоприятных факторов, ни одно из известных в настоящее время апатитовых рудопроявлений Ловозерского массива не отвечает промышленным требованиям. В комплексе с апатитом в Ловозерском массиве известны титан-ниобиевые, циркониевые и ниобий-циркониевые месторождения, возникшие как в результате внедрения щелочных магм, так и в постмагматическую стадию [7].

Большой интерес вызывает группа сложных комплексных аномалий в пределах Онежско-Ладожской и Восточно-Прионежской зон активизации восточного погребенного склона Балтийского щита. К этой группе относятся Котласская, Юлинская, Вачская, а также аномалии Алешинской и Устьинской связок. По качественным и количественным показателям описываемые аномалии возможно являются аналогами известных герцинских массивов нефелиновых сиенитов типа Хибин, Ловозера и, следовательно, перспективны на поиски апатита и редких металлов [3].

В течение альпийского этапа ТМА платформа испытывала в основном де-

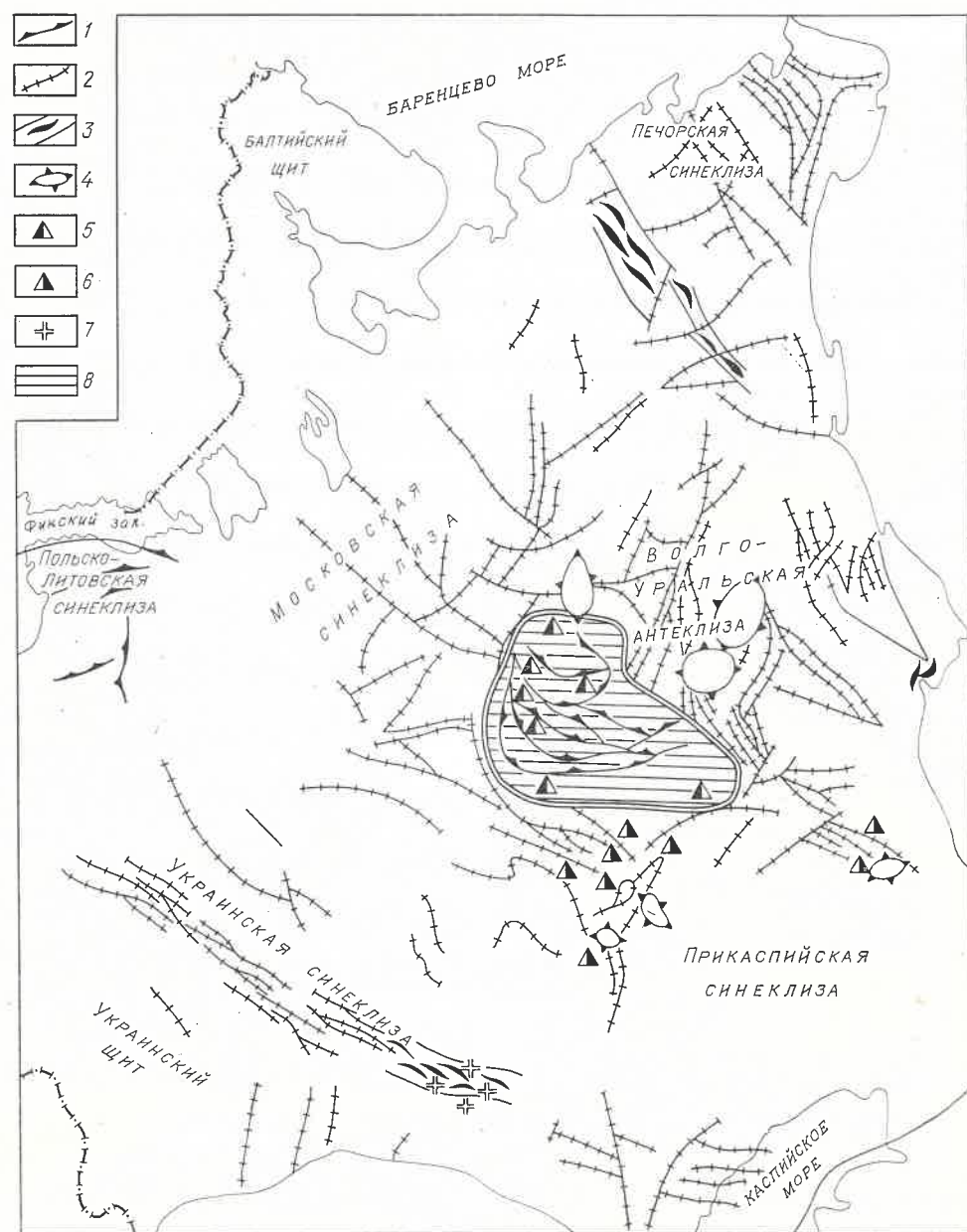


Рис. 4. Геотектоническая схема размещения рудных формаций альпийского этапа
1 — надвиги; 2 — взбросы; 3 — инверсионные кражи Тимана, Донбасса; 4 — инверсионные своды; 5—6 —

сурьяно-ртутная формация (минеральный тип: 5 — самороднортутовый, 6 — антимонит-киноварный); 7 — щелочно-базальтоидная формация; 8 — Токмовская минерогенная зона

формации сжатия [2, 8] с формированием инверсионных сводов и складчатых зон, возрождением поперечных систем древних сдвигов с образованием структур взбросового и надвигового типа (рис. 4). Подобный процесс характерен прежде всего для центральных и восточных районов платформы, где установлена огромная (до

1000 км) система Сурско-Камских надвигов [2].

Если учесть широкое развитие в зоне Донецкого кряжа надвиговых дислокаций, контролирующих промышленное гидротермальное оруденение, логично предположить возможность обнаружения в пределах Сурско-Камской системы (Токмовская зона) тек-

тонически экранированных залежей ртути и других полезных ископаемых эндогенного типа. Подтверждением последнего прежде всего могут служить находки самородной ртути в современных осадках в пределах Сурско-Мокшинских, Пучеж-Катунских, Бугровских дислокаций (самороднортутовый минеральный тип?).

Для некоторых проявлений характерно постоянное присутствие, а для других — периодическое исчезновение ртути, отражающее импульсный характер глубинного «дыхания» разломных структур. Металлическая ртуть устанавливается при каптировании колодцев на глубине 2—5 м. Кроме того, известны находки самородной ртути в песчаном аллювии (0,22 %) современной гидросети (Пучеж-Катунские дислокации). Содержание ртути в коренных породах в целом не превышает фонового ($2 \cdot 10^{-6} \%$), однако в пределах Бугровских и Жигулевских дислокаций содержание ее в карбонатах гжельского яруса достигает $5 \cdot 10^{-4}—5 \cdot 10^{-5} \%$, уфимского $(2—8) \cdot 10^{-4} \%$, асельского $8 \cdot 10^{-4} \%$.

В ряде случаев геохимические аномалии сопровождаются гидрохимическими — так, например, в Куйбышевской области близ г. Жигулевска известен хлоридно-натриевый источник с дебитом 1 л/с. Содержание ртути здесь $5 \cdot 10^{-6}$ г/л, в донном осадке $5 \cdot 10^{-3} \%$. Воды глубоких горизонтов, наряду с повышенным содержанием ртути, несут высокие ($n \cdot 10^{-3}$ г/л) концентрации меди и свинца. Газотрутнотметрические исследования в районе Воротиловского горста по данным ПГО «Центргеология» обнаружили серию газотрутных аномалий ($12—30 \cdot 10^{-8}$ мг/л в почвенном воздухе при фоне $1 \cdot 10^{-8}$ мг/л, которые приурочены к кольцевой зоне разломов внешней части Ковернинской впадины.

Продолжение Токмовской зоны усматривается нами далее на юго-востоке в пределы инверсионных сооружений Сергиевско-Абдуллинского и Доно-Медведицкого авлакогенов, а также мобильной зоны Предуральского прогиба. Здесь, по данным ПГО «Нижевожскгеология», к настоящему времени установлены многочисленные находки в современных аллювиальных осадках киновари, галенита, сфале-

рита, реальгара, аурипигмента, флюорита.

Киноварь встречается в виде разобленных проб, образуя ореолы рассеяния в основном по красноцветным терригенным отложениям пермо-триаса. Содержание киновари по отдельным пробам достигает 90—180 (Доно-Медведицкие дислокации) и падает в зоне Предуральского прогиба до 10—20, 50—100 знаков. Характерна ассоциация с баритом, марказитом, меньше с пиритом, малахитом, самородным цинком и свинцом. Содержание ртути в донных осадках достигает $1 \cdot 10^{-5}—1 \cdot 10^{-4} \%$. По данным Н. Т. Шитовкина, в пределах западного склона Оренбургского инверсионного свода (Биккуловский участок) киноварь обнаружена в коренном залегании в песчаниках нижеказанского подъяруса верхней перми. Зона развития киноварной минерализации (колломорфная и микрозернистая в карбонатных прожилках) прослеживается на 1000 м. Содержание ртути во вмещающих породах достигает $(2—3) \cdot 10^{-5} \%$. Проявления реальгара, аурипигмента, арсениопирита ограничены сводовыми частями инверсионных валов и встречаются в виде отдельных знаков в аллювии.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Минерагенический профиль областей тектоно-магматической активизации определяется неоднородностью распределения рудных элементов в условиях тектонических напряжений сжатия или растяжения активизированных корово-мантийных блоков и находится в тесной связи с составом первичных магм и их геохимической специализацией.

2. Пульсационный характер процесса обусловил различие в минерагенической специализации отдельных этапов и эпох ТМА. В геодинамических условиях растяжения, способствующих массовому поступлению в верхние горизонты земной коры металлоносных гидротерм, формировалось наибольшее количество рудных формаций: самородной меди, барит-сульфидно-флюоритовая (байкальский этап), карбонатно-флюоритовая, сфалерит-галени- товая, сурьяно-ртутная, апатит-нефе-

линовая, содоносная (герцинская эпоха). Тектонические напряжения сжатия характеризуются резким сокращением гидротермальной активности. В этих условиях формируются лишь барит-сульфидно-флюоритовая, флогопит-апатит-редкометалльная (каледонская эпоха) и, возможно, сурьмяно-ртутная (альпийский этап) рудные формации.

3. Наиболее полно процесс эндогенного рудообразования с формированием промышленных типов месторождений проявился в каледонскую и герцинскую эпохи ТМА, когда процесс носил частный, одноактный характер и имел место лишь в отдельных участках платформы. В случаях длительного, непрерывного по времени проявления процесса (байкальский и альпийский этапы) эндогенные полезные ископаемые промышленных концентраций не достигали.

4. Все области ТМА обладают повышенной «фемичностью» и характеризуются устойчивым набором таких рудных элементов, как Pb, Zn, Hg, Sb, Mo, Al (давсонит), F (флюорит), Ba (барит). Существующая латеральная зональность в размещении магматических формаций обуславливает существование синхронных рудных формаций. По характеру пространственных изменений и степени интенсивности проявлений рудных элементов в составе рудных формаций минерагенический профиль периферических областей платформы определяется как содоносный, флюорит-ртутно-полиметаллический, а интракратонных — как флюорит-полиметаллический.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баталин Ю. В., Касимов Б. С., Станкевич Е. Ф. Месторождения природной соды и условия их образования. М., Недра, 1973.
2. Валеев Р. Н. Тектоника и минерагения рифей и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М., Недра, 1981.
3. Валеев Р. Н., Чайкин В. Г. К природе кольцевых и концентрических гравимагнитных аномалий восточного склона Балтийского щита. — Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 3, с. 673—677.
4. Ветрин В. Р. К минерагии и генезису гидротермальных жил северо-восточного побережья Кольского полуострова. — Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, 1972, вып. 4, с. 20—25.
5. Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., Наука, 1973.
6. Металлогения Украины и Молдавии. Киев, Наукова думка, 1974.
7. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Л., Недра, 1971.
8. Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектонического развития вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсаций и расширения Земли). — Геотектоника, 1978, № 6, с. 3—16.
9. Миропольский Л. М. О сульфидной минерализации в девонских отложениях Татарии. — Уч. зап. КГУ, 1954, т. 114, кн. 3, с. 47—61.
10. Нечаев С. В. Геолого-геохимическая природа оруденения в осадочном чехле западной части Восточно-Европейской платформы. Киев, Наукова думка, 1978.
11. Пуура В. А., Судов Б. А. О зонах платформенной тектонической активизации южного склона Балтийского щита и их металлогении. — Изв. АН ЭССР. Сер. Химия, геология, 1976, т. 25, № 3, с. 206—213.
12. Тимергазин К. Р. Додевонские образования Западной Башкирии и перспективы их нефтеносности. Уфа, 1959.
13. Хазов Р. А. Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. Л., Наука, 1982.

часто значительно различаются. Так, согласно Ф. Ф. Брахфогелю, досреднекаменноугольный эрозионный срез трубок Алакитского кимберлитового поля (Далдыно-Алакитский алмазоносный район) измеряется сотнями метров [4]. По мнению В. А. Липатовой и др. [3], у одной из трубок этого поля сохранилась кратерная часть, что указывает на незначительный эрозионный срез, не превышающий первых десятков метров. Таким образом, оценки величины эрозионного среза Алакитского кимберлитового поля различаются примерно на один порядок. Неоднозначность оценок существует и для Мало-Ботуобинского алмазоносного района. Для трубки Мир они колеблются от нуля, т. е. от практически полного отсутствия среза [8], до 500—600 м [9].

Однако если совершенно независимые методы показывают хорошую сходимость результатов, то достоверность оценки значительно повышается. В статье приводятся результаты геологических исследований, позволяющие оценить абсолютную величину эрозионного среза, и минералогического изучения кимберлитовых пород, дающие ее качественную оценку, которая может быть использована для прослеживания закономерностей развития ореолов рассеяния кимберлитовых минералов на протяжении эрозионных циклов.

В основу оценки величины эрозионного среза кимберлитовых тел Мало-Ботуобинского алмазоносного района, имеющих среднепалеозойский возраст, положены следующие материалы. Как известно, с момента внедрения кимберлитовой магмы и до настоящего времени проявились три крупных денудационных цикла — досреднекаменноугольный, раннемезозойский (дорэтский) и кайнозойский. Анализ истории развития территории на протяжении этих циклов, а также прямые геологические данные свидетельствуют о том, что наиболее сильная денудация происходила в досреднекаменноугольное время.

Так, средне-верхнекаменноугольные и пермские отложения, распространенные преимущественно в северо-западной части района, залегают с размытом на разных горизонтах илгинской

свиты верхнего кембрия. Однако в кимберлитах трубки Мир обнаружены ксенолиты карбонатных пород с фауной меикской свиты нижнего силура, отсутствующие в настоящее время в разрезе вмещающих отложений вблизи этой трубки [10]. В современном срезе для трубки Мир вмещающими породами служат терригенно-карбонатные отложения илгинской свиты верхнего кембрия; только сохранившаяся от размыва более высокая юго-восточная часть ее контактирует с глинисто-доломитовыми породами базального горизонта нижней пачки устькутской свиты нижнего ордовика. Более молодые образования нижнего и среднего палеозоя в районе не сохранились.

Следовательно, в досреднекаменноугольное время были полностью размывы отложения нижнего силура (меикская свита), верхнего (делингдинская свита) и среднего (станская и кривоуцкая свиты) ордовика, а также в значительной степени породы нижнего ордовика (устькутская свита). Небольшие поля развития последних сохранились в районе трубки Мир. Нижнеордовикские образования распространены только на крайнем северо-востоке Мало-Ботуобинского района (в 50 км от трубки), в среднепалеозойской Ыгытинской впадине. Здесь разрез нижнего палеозоя представлен отложениями от нижнеордовикских до нижнесилурийских (таблица). Минимальная суммарная мощность их 345 м, максимальная 550 м.

Среднепалеозойские кимберлитовые тела приурочены к сводовой части Ботуобинского конседиментационного палеоподнятия, которое с конца раннего ордовика вновь стало интенсивно проявляться как положительная структура. Поэтому мощность формировавшихся здесь отложений ордовика и силура имеет тенденцию к уменьшению в сторону осевой зоны поднятия. Но величину такого уменьшения установить трудно. Поэтому правильное исходить в расчетах из минимальной мощности размывов пород (345 м), соответствующей общей величине эрозионного среза.

Установление величины досреднекаменноугольного эрозионного среза указанной трубки возможно лишь после вычета величины ее дорэтской и кайно-

УДК 551.311.231 : 552.323.6 : 553.262.4

В. П. АФАНАСЬЕВ, Е. И. БОРИС (Якут. отд. ЦНИГРИ)

Некоторые закономерности формирования древних ореолов рассеяния кимберлитовых минералов

Величина эрозионного среза кимберлитовых тел — один из главных факторов образования россыпей алмазов, так как ею определяется количество кимберлитовых минералов, переведенных в ореолы рассеяния. Правильная оценка эрозионного среза как по сум-

марной величине, так и по отдельным этапам геологической истории имеет важное значение для планирования геологоразведочных работ.

Однако оценки величины эрозионного среза, выполненные разными исследователями и разными методами,

Разрез отложений нижнего — среднего палеозоя юго-западной окраины Ыгытинской впадины, практически полностью размытых

Свита и ее возраст	Подсвита, пачка	Мощность, м	Породы
Менская, верхний силур	Верхняя	0,50	Доломиты
	Нижняя	80	Органогенные известняки
Делинглинская, верхний ордовик	—	—	Доломиты
Станская, средний ордовик	Верхняя	50—85	Гипсоносные глинистые доломиты
	Нижняя	35—60	Доломиты, алевролиты, аргиллиты
Криволуцкая, средний ордовик	Верхняя	10—15	Песчаники
	Нижняя	10—30	Органогенные известняки
Устькутская, нижний ордовик	Верхняя	0—40	Доломитовые песчаники
	Средняя	70—90	Доломиты
	Нижняя	50—60	Глинистые доломиты

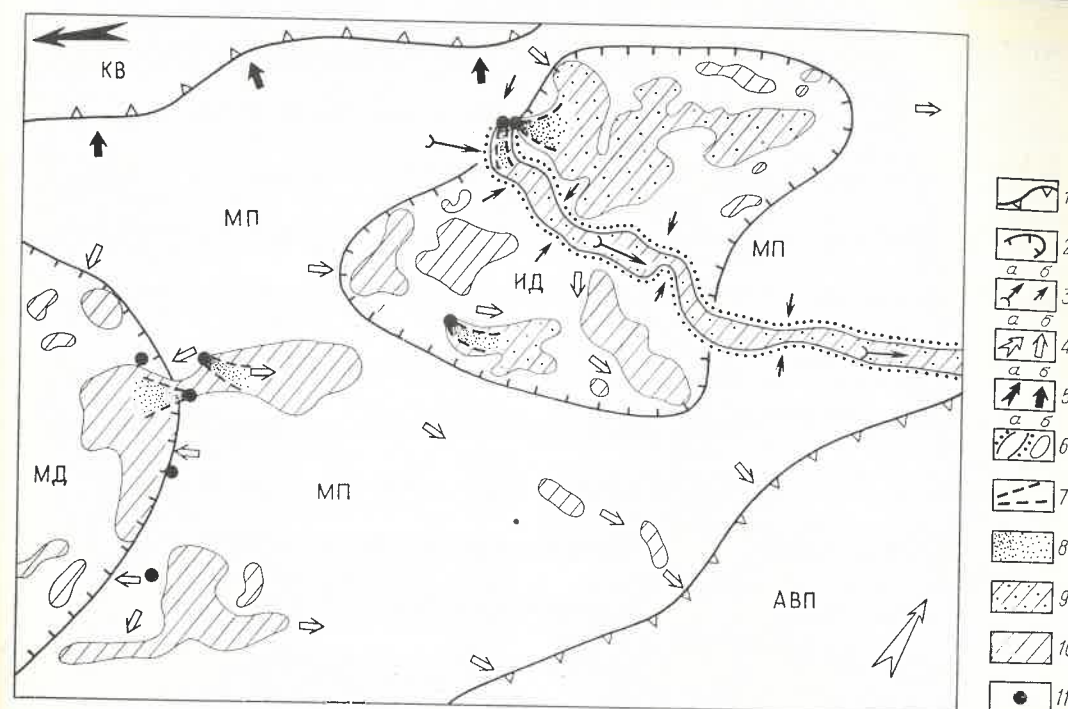
зойской денудации. По прямым геологическим данным, кайнозойский срез кимберлитовой трубки Мир незначителен и составляет всего около 5 м. Размыв кимберлитовых тел района в дорэтское время определяется расстоянием по вертикали между подошвой отложений верхнего палеозоя и мезозоя, перекрывающих кимберлиты соответственно перед началом и после завершения дорэтской денудации. Естественно, что это расстояние можно восстановить достоверно только в том случае, если в непосредственной близости к кимберлитовым телам сохранились от размыва указанные выше отложения.

Вблизи трубки Мир существуют такие благоприятные условия. Ближайшее поле развития образования нижней юры находится всего в 200 м юго-восточнее от нее, а контакт их с породами нижнего палеозоя устанавливается здесь на уровне 325 м. Отложения верхнего палеозоя закартированы в 1 км к северо-западу от трубки в виде небольших останцов, сохранившихся от размыва. Подошва этих пород располагается на уровне 365 м. Следовательно, размыв кимберлитовой трубки Мир в дорэтское время составляет 40 м. Для других известных в районе кимберлитовых трубок величина денудации в досреднекаменноугольное и дорэтское время определяется примерно теми же цифрами, что и для трубки Мир.

Таким образом, наиболее глубокий эрозионный срез всех кимберлитовых тел района (около 300 м) осуществлялся в досреднекаменноугольное время. Именно в это время высвободилась основная масса алмазов и его минералов-спутников, поступившая затем в россыпи. В мезозойскую эпоху (средний — поздний триас) глубина эрозии кимберлитовых тел была почти на порядок меньше, чем в палеозойскую (около 40 м), а в кайнозойскую — еще примерно на такую же величину меньше (около 5 м).

На территории Мало-Ботубинского района кимберлитовые минералы присутствуют в отложениях трех возрастов — верхнепалеозойского, мезозойского и кайнозойского. Однако мнение о том, что эти отложения «заражались» минералами-спутниками алмаза исключительно вследствие синхронного размыва кимберлитов, не подтвердилось.

Изучение современного потока рассеяния кимберлитовых минералов трубки Мир показало следующее. В начале потока, в ручье, размывающем трубку, ассоциация минералов-спутников алмаза соответствует трубочной и формируется за счет прямого размыва кимберлита (рисунок). Далее в реке, в которую впадает ручей, появляется значительная доля кимберлитовых минералов со следами гипергенной коррозии и механического износа; к устью этой реки (примерно через



Распространение ореолов рассеяния кимберлитовых минералов в четвертичных и нижнеюрских отложениях центральной части Мало-Ботубинского района 1 — границы палеовпадин (МП — Мирнинского) и палеовпадин (АВП — центральной части Ангаро-Вильейского наложенного мезозойского прогиба, КВ — Кузнецкой верхнепалеозойской впадины); 2 — границы локальных мезозойских депрессий (МД — Мачобинской, ИД — Ирельской); 3—5 — направление сноса терригенного материала (а — главное, б — второстепенное): 3 — в четвертичное, 4 — в раннеюрское, 5 — в каменноугольно-пермское время; 6 — границы

ореолов рассеяния минералов-спутников алмаза в четвертичных (а) и нижнеюрских (б) отложениях; 7 — фрагменты установленных первичных потоков рассеяния кимберлитовых минералов; ореолы рассеяния минералов-спутников алмаза, сформировавшиеся за счет: 8 — прямого размыва кимберлитов (первичные), 9 — прямого размыва кимберлитов с подпиткой минералами, перераспределенными из более древних промежуточных коллекторов (смешанные), 10 — преимущественного перемыва древних промежуточных коллекторов (перераспределенные); 11 — кимберлитовые тела

25 км) они преобладают. По р. Малая Ботубия, где продолжается данный поток рассеяния, некорродированные минералы встречаются только в виде осколков. Поставщиком корродированных минералов служат терригенные отложения нижнеюрского возраста, развитые на прилегающих водоразделах и содержащие повышенные концентрации кимберлитовых минералов той же трубки, но более ранней эпохи денудации. Следовательно, в современном потоке рассеяния доля продуктов прямого размыва кимберлитов этой трубки невелика, и по мере удаления от нее они быстро рассеиваются в массе ранее вымытых и перераспределенных в современных осадках кимберлитовых минералов.

Изучение раннеюрского коллектора кимберлитовых минералов трубки Мир, развитого к востоку от нее, позволило установить те же две группы

минералов-спутников алмаза — поступившие за счет синхронного осадконакопления размыва кимберлита и перераспределенные из более древнего коллектора, находящегося на этой территории.

В основании нижнеюрских отложений обнаружен маломощный первичный поток рассеяния трубки [1]. В пробе из нижней части его разреза присутствуют псевдоморфозы по олигину второй генерации, чешуйки флогопита, обломки кимберлита. Пиропы трещиноваты, на них сохранились корочки хлорита и реликты келифитовой каймы. На пикроильмените наблюдаются примазки связующей массы кимберлита. Эти признаки указывают на прямой размыв кимберлитового тела. Для пироба характерны признаки гипергенного растворения, свидетельствующие о формировании данной части потока рассеяния за счет размыва

верхних горизонтов триасовой коры выветривания кимберлита. Выше по разрезу потока рассеяния коррозия на пиропе исчезает. Очевидно, верхняя часть коры выветривания кимберлита на момент формирования соответствующей ей части потока была денудирована, и в размыв вовлекались более глубокие ее уровни, содержащие минералы без видимых признаков гипергенеза.

Наряду с продуктами прямого размыва кимберлита во всем разрезе раннеюрского погребенного потока рассеяния присутствует другая группа минералов, глубоко корродированных, с признаками механического износа, развивавшегося по поверхностям растворения. Минералы данной группы широко распространены в нижнеюрских отложениях и за пределами первичного потока рассеяния, где резко преобладают над продуктами прямого размыва кимберлитов. Такое большое (96—100 %) количество корродированных минералов в ореоле рассеяния невозможно объяснить денудацией только триасовой коры выветривания кимберлита. К тому же в гранулометрических классах крупнее 1 мм 35—70 % корродированных минералов имеют признаки механического истирания, не свойственного фаціальным условиям раннеюрского осадконакопления (делювиально-пролювиальным, озерно-болотным), и признаки, свидетельствующие о незначительной удаленности коренного источника.

Механическому износу и предшествовавшему ему гипергенному растворению минералы этой группы подверглись еще до раннеюрской эпохи денудации трубки Мир. Их источником были, вероятно, верхнепалеозойские отложения, развитые на данной территории и размытые в процессе раннеюрского осадконакопления.

Итак, в раннеюрском ореоле рассеяния трубки Мир присутствуют две группы кимберлитовых минералов. Одна из них формировалась за счет прямого размыва кимберлита, другая, значительно преобладающая, переотложена из более древнего коллектора, источником питания которого, судя по типоморфным особенностям минералов, была эта же трубка.

Ореолы подобного строения установлены и вблизи других трубок района (см. рисунок).

В верхнепалеозойских отложениях, распространенных на севере Мало-Ботубинского района, известны высокие концентрации минералов-спутников алмаза. До 93 % пиропов из указанных отложений обладают признаками гипергенного растворения, для остальных растворение визуально не фиксируется. На некоторой части зерен в случае слабой коррозии видны признаки докоррозионного износа. Обычно гипергенное растворение в разной степени уничтожает следы предшествующего износа. Поэтому реликты последнего свидетельствуют о том, что до выветривания минералы изнашивались в процессе формирования их ореолов рассеяния в более древних осадочных толщах.

По нашим данным [2, 5], растворение пиропов и других кимберлитовых минералов связано с корами выветривания и вне их не происходит. Поскольку во время позднепалеозойского осадконакопления коры выветривания отсутствовали, растворение минералов осуществлялось раньше — в региональную эпоху выветривания, датруемую поздним девонем — ранним карбоном [6]. Следовательно, основная масса кимберлитовых минералов находится в верхнепалеозойских отложениях также в переотложенном состоянии наряду с другими продуктами переотложения коры выветривания [7], а их коллектор, за счет размыва которого эти минералы поступали в ореолы рассеяния, имеет возраст, более древний, чем эпоха корообразования, по крайней мере позднедевонский.

Соответственно верхняя граница кимберлитового вулканизма отодвигается на еще более раннее время. К сожалению, реликтов этих среднепалеозойских отложений в районе пока не найдено. Об их существовании, помимо корродированных кимберлитовых минералов, свидетельствуют среднепалеозойские спорово-пыльцевые комплексы, в большом количестве встречающиеся в верхнепалеозойских отложениях.

Первичные, синхронные позднепалеозойскому осадконакоплению пото-

ки рассеяния минералов-спутников алмаза предполагаемых коренных источников на этих площадях не обнаружены, хотя их наличие здесь не исключено. Если кимберлитовые тела и размывались в позднем палеозое, то их эрозионный срез для данного периода, вероятно, невелик, так как продукты прямого размыва в массе переотложенного материала до сих пор достоверно не установлены. Таким образом, судя по результатам изучения кимберлитовых минералов, основная величина эрозионного среза соответствует периоду от момента внедрения кимберлитовых тел до пенепленизации территории и наступления эпохи корообразования.

Проведенный анализ показывает, что каждая последующая эпоха осадконакопления сопровождалась переывом более древних отложений с возможной подпиткой свежим материалом за счет прямого размыва кимберлитов. Следовательно, чем моложе вторичный коллектор кимберлитовых минералов, тем больше доля переотложенного материала в нем.

Повышенные концентрации кимберлитовых минералов в мезозойских отложениях, несмотря на переотложенный характер значительной их части, тяготеют к питающим коренным источникам. Это обусловлено тем, что формирование продуктивных горизонтов происходило сразу после эпохи корообразования, преимущественно в фациях ближнего переноса терригенного материала, благодаря чему характер распределения переотложенных кимберлитовых минералов является унаследованным. Поскольку верхнепалеозойские отложения формировались в близкой фаціальном обстановке, для них тоже можно предположить унаследованность распределения кимберлитовых минералов при их переотложении.

В отличие от Мало-Ботубинского района, в Алаakit-Мархинском кимберлитовом поле верхнепалеозойские отложения залегают непосредственно на нижнесилурийских. Это говорит о весьма незначительном размыве пород поля, происходившем после внедрения кимберлитовых трубок, поскольку вмещающие их отложения нижнего силура здесь так же, как и в

трубках Мало-Ботубинского района, являются самыми молодыми среди ксенолитов пород рамы в кимберлитах. Кроме того, в одной из трубок рассматриваемого поля сохранились от размыва кратерные образования [3] вулканогенно-осадочного происхождения типа мааров (аналогичные таковым из слабозеродированных трубок Африки). Это также свидетельствует о ее незначительном эрозионном срезе, не превышающем, по-видимому, первых десятков метров. Следует отметить, что фрагменты подобных отложений ранее наблюдались и на трубке Айхал [11].

Изучение кимберлитовых минералов из верхнепалеозойских пород верховьев междуречья Алаakit — Марха показало, что в среднем 83,6 % пиропов имеют признаки гипергенного растворения. Корродированные пиропы присутствуют здесь в коре выветривания одной из трубок, погребенной под мощной толщей траппов и верхнепалеозойских образований, а также в перекрывающих ее отложениях непосредственно над трубкой. Последнее нельзя объяснить иначе, чем переотложением минералов из более древнего промежуточного коллектора.

В ряде проб, отобранных в южной части Алаakit-Мархинского кимберлитового поля, установлен интенсивный докоррозионный механический износ пиропов, причем прослеживается весь ряд от изношенных зерен без коррозии через изношенные слабо растворенные до крайних форм растворения — кубоидов, у которых признаки предшествующего окатывания уничтожены полностью. Так же, как и для Мало-Ботубинского района, докоррозионный износ этих минералов указывает на существование здесь промежуточных коллекторов среднепалеозойского возраста, поскольку эпоха выветривания на данной территории также датируется поздним девонем — ранним карбоном [12]. Реликты среднепалеозойских отложений не найдены; возможно, они полностью размыты.

В позднепалеозойское время вместе со среднепалеозойскими отложениями размывались и коры выветривания на кимберлитах. Однако сохранность верхних частей коры выветривания на

упомянутой выше трубке, содержащей минералы с признаками растворения, служит дополнительным признаком незначительного среза в данный период времени.

Таким образом, для Алакит-Мархинского кимберлитового поля устанавливаются две древние эпохи денудации кимберлитов — среднепалеозойская и позднпалеозойская, причем продукты среднепалеозойского размыва кимберлитов вследствие перетотложения практически полностью перешли в верхнепалеозойские образования. Суммарный эрозионный срез поля, как отмечалось выше, невелик. Перетотложение кимберлитового материала в позднпалеозойское время осуществлялось в основном без значительного смещения. Поэтому ореолы рассеяния минералов-спутников алмаза сохраняют локальность, а их повышенные концентрации тяготеют к кимберлитовым телам.

Благодаря такой контрастности ореолов рассеяния минералов-спутников алмаза в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле условия для проведения поисково-разведочных работ более благоприятны, чем в Мало-Ботубинском районе. Подобная обстановка типична (но не исключительна) для Алакит-Мархинского поля. На ряде участков обнаружены высокие концентрации кимберлитовых минералов, весьма разнородных по степени износа, гипергенной коррозии и другим типоморфным особенностям вследствие смещения кимберлитовых минералов из разных источников, в том числе и удаленных. Это свидетельствует о неодинаковой палеогеографической обстановке формирования промежуточных коллекторов кимберлитовых минералов на данной территории.

Вышеизложенное позволяет заключить, что характер ореолов рассеяния минералов-спутников алмаза зависит от величины эрозионного среза кимберлитов и литолого-фациальных условий формирования их промежуточных коллекторов, которые в свою очередь определяются особенностями структурно-тектонического развития территории. Для ореолов рассеяния Мало-Ботубинского и Далдыно-Алакитского районов характерна гетерохронность кимберлитового материала, т. е. сме-

шение продуктов размыва разных эпох денудации. Поэтому для более успешного применения шлихо-минералогического метода поисков месторождений алмазов необходима расшировка всей истории формирования ореолов рассеяния кимберлитовых минералов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В. П., Яныгин Ю. Т. О погребенных первичных потоках рассеяния кимберлитовых тел в Мало-Ботубинском районе. — Геология и геофизика, 1983, № 6, с. 85—90.
2. Афанасьев В. П., Хмелевский В. А., Белик Ю. П. Морфология и основные закономерности растворения пиропов из кимберлитов и родственных им пород. — Минер. сб. Львов. ун-та, 1980, № 30, вып. 1, с. 82—89.
3. Возраст вулканических пород в одной из кимберлитовых трубок Далдыно-Алакитского района/В. А. Липатова, В. А. Побережский, Ю. Г. Старицкий и др. — Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 4, с. 935—938.
4. Возраст и денудационный срез одной из кимберлитовых трубок Алакитского поля/Ф. Ф. Брахфогель, В. В. Ковальский, А. Н. Корзилов и др. — В кн.: Минералогия и геохимия кимберлитовых и трапповых пород. Якутск, 1979, с. 40—51.
5. Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитовых пород/В. П. Афанасьев, Н. Н. Зинчук, А. Д. Харькив, В. Н. Соколов. — В кн.: Минералогия зоны гипергенеза. М., 1980, с. 45—54.
6. Зинчук Н. Н., Борис Е. И. Доверхнепалеозойские коры выветривания восточного борта Тунгусской синеклизы. — Геология и геофизика, 1981, № 5, с. 38—46.
7. Зинчук Н. Н., Борис Е. И. О концентрации продуктов перетотложения кор выветривания в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы. — Геология и геофизика, 1981, № 8, с. 22—29.
8. Леонтьев Л. Н., Каденский А. А. О природе кимберлитовых трубок Якутии. — Докл. АН СССР, 1957, т. 115, № 2, с. 368—371.
9. Михайлов М. М., Гридасов Н. В. К вопросу о возрасте кимберлитовой трубки Мир. — В кн.: Мат-лы по геологии и полезным ископаемым ЯкутАССР. Якутск, 1963, с. 64—70.
10. Францесон Е. В. Состав и строение кимберлитовой трубки Мир. — Тр. Якут. фил. СО АН СССР, 1962, № 8, с. 19—38.
11. Харькив А. Д., Прокопчук Б. И. К вопросу о происхождении слоистых пород в кимберлитовой трубке Айхал. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 7, с. 11—15.
12. Шамшина Э. А. Коры выветривания кимберлитовых пород Якутии. Новосибирск, Наука, 1979.

Бокситоносные отложения Западного Прибайкалья

В породах среднего—верхнего рифея (нуганская, голоустенская, улунтуйская и качергатская свиты) Западного Прибайкалья автором [7] на восьми участках выявлены бокситы и аллиты. Существует несколько гипотез их происхождения [3, 6, 10, 12]. Однако изученность бокситов недостаточная, сведения о структурах и текстурах, приведенные Ж. В. Домбровской [3], не исчерпывают всего их разнообразия. Отсутствуют данные и о типах бокситоносного разреза, зональности минерального состава бокситов по нормальному сечению (разрезу) рудных тел. Выяснение этих вопросов позволит подойти к определению генезиса бокситов, а следовательно, и к оценке бокситоносности средне-верхнерифейских отложений Западного Прибайкалья.

Бокситы установлены в первой пачке нижней подсвиты улунтуйской свиты, имеющей пестрый литологический состав (рис. 1). Почти на всех участках она залегает с перерывом на подстилающих светло- и розовато-серых онколитовых, строматолитовых, брекчиевидных, слоистых, массивных (рифогенных) доломитах верхней подсвиты голоустенской свиты [7]. Глубина карстовых западин не превышает 5,5 м.

Выше эрозионно-карстовой поверхности располагаются бокситы (аллиты) или песчаники. В зонах выклинивания этих пород и замещения их сланцами поверхность подстилающих доломитов ровная или слабоволнистая. Иногда (см. рис. 1, VI) бокситы залега-

ют на ровной (без видимого перерыва в осадконакоплении) поверхности темно-серых и черных доломитовых известняков, которые стратиграфически ниже сменяются светло-серыми онколитовыми и строматолитовыми доломитами. Первая пачка согласно перекрывается черными слоистыми известняками второй пачки. Граница между пачками зачастую проводится условно по преобладанию тех или иных литологических разностей пород.

На большинстве участков выделены три горизонта аллитов и бокситов, приуроченные к первой пачке, — нижний, средний и верхний (см. рис. 1). Нижний горизонт чаще всего перекрывается песчаниками и песчано-глинистыми породами, иногда сланцами (см. рис. 1, I, VIII) и известняками (см. рис. 1, VI). Средний и верхний горизонты представлены двумя типами разреза.

В первом типе их разреза, как и в нижнем горизонте, бокситы и сиалиты залегают на закарстованной или ровной поверхности известняков и доломитов, а перекрываются сланцами, реже туфосланцами, песчаниками, доломитами. В зонах выклинивания бокситов нижнего горизонта на закарстованной поверхности доломитов лежат песчаники, а в зонах выклинивания бокситов среднего и верхнего горизонтов поверхность карстования на подстилающих карбонатных породах отсутствует. Это свидетельствует о местном значении перерыва в осадконакоплении в основании среднего и верхнего горизонтов.

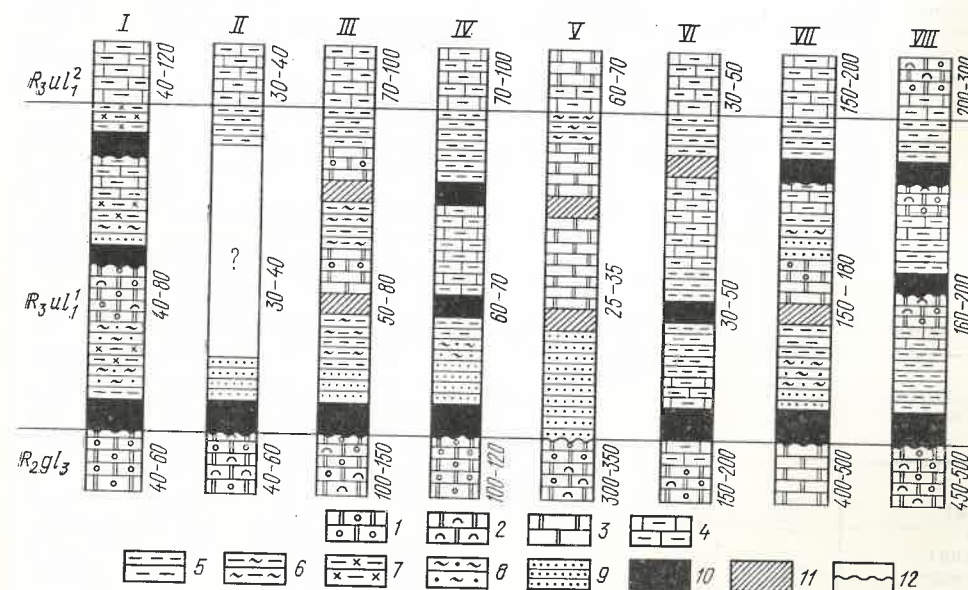


Рис. 1. Строение бокситоносного разреза средне-верхнерифейских отложений Западного Прибайкалья. Участки с обнаруженными проявлениями бокситов: I — Береговой, II — Песчанка, III — Куртун, IV — Анга, V — Сарма, VI — Безымянка, VII — Курга, VIII — Анай; отложения: 1—3 — доломиты светло- и розово-серые (1 — онколитовые, 2 — строматолитовые, 3 — массивные и брекчиевидные); 4 — известняки и доломитовые известняки темно-серые и черные слоистые; 5 — сланцы глинисто-серичитовые зеленовато-

темно-серые и черные; 6 — сланцы красноцветные железистые каолинит-серичитовые, с прослоями гетит-гематитовых железных руд; 7 — туфосланцы и туфоалевролиты; 8 — глинистые песчаники, иногда с примесью гипсита; 9 — кварцитовидные песчаники; 10 — бокситы и аллиты, 11 — сиалиты; 12 — несогласный контакт; цифра справа от колонок — мощность, м; R2gl3 — верхняя подсвита голоустенской свиты; пачки нижней подсвиты улунтуйской свиты: R3ul1 — первая, R3ul2 — вторая

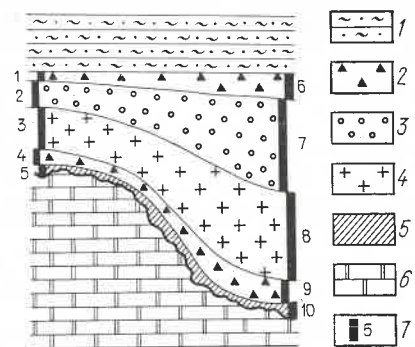


Рис. 2. Строение тела бокситов нижнего бокситоносного горизонта на участке Курга

1 — глинистые песчаники; 2 — каменные железистые бокситы и аллиты (флюиды) коричневого цвета; 3 — каменные и слабоуплотненные бокситы бурого цвета; 4 — каменные бокситы от темно-серого до черного цвета; 5 — рыхлая железисто-марганцовистая порода — корка [1]; 6 — доломиты брекчиевидные и массивные; 7 — места отбора проб (1—10 — см. табл. 3)

Во втором типе разреза среднего и верхнего горизонтов бокситы и сиаллиты залегают на зеленовато-темно-серых, черных, красноватых железистых сланцах, а перекрываются такими же сланцами или известняками и доломитами (см. рис. 1, III, V, VI).

Качественные бокситы приурочены к нижнему горизонту, в меньшей мере — к первому типу разреза среднего и верхнего горизонтов. Во втором типе разреза этих горизонтов встречаются сиаллиты, иногда с прослоями бокситов. Таким образом, намечается определенная связь между качеством бокситов и степенью выраженности перерыва в осадконакоплении в основании бокситоносных горизонтов.

Строение разреза бокситоносных горизонтов в пределах участков невыдержанное. На участке Курга в составе нижнего горизонта присутствуют прослои доломитовой брекчии, песчаников, песчано-глинистых пород, а в песчаниках и песчано-глинистых породах — прослои и линзы бокситов. В бокситах посто-

янно отмечается значительное количество окатанных и резко угловатых обломков песчаной, реже алевритовой размерности, а в песчаниках и песчано-глинистых породах — примесь гиббсита в цементе. Наблюдаются все переходные разности ряда боксит — песчаный боксит — песчаник с бокситовым цементом — песчаник, которые обычно переслаиваются между собой.

Обломки в бокситах представлены кварцем, доломитом, кварцитовидными песчаниками, аргиллитом, кварц-серицитовыми микросланцами, основными и кислыми эффузивами. По составу, структуре и текстуре они соответствуют породам нуганской и голоустенской свит. От песчаников последней обломки иногда унаследуют хорошую окатанность.

Бокситы и сиаллиты среднего и верхнего горизонтов местами переслаиваются со сланцами, в частности, с красноватыми железистыми их разновидностями. Состав обломков (алевритовой, реже песчаной размерности) в бокситах, сиаллитах и во вмещающих их сланцах указанных горизонтов аналогичен составу обломков нижнего горизонта.

Бокситы и аллиты представлены рыхлыми, слабоуплотненными и каменными (твердыми) разностями. Наиболее широко распространены на всех участках рыхлые, менее — слабоуплотненные разности. Каменные бокситы встречаются в виде останцов среди слабоуплотненных; иногда ими сложены значительные части рудных тел (рис. 2). Рыхлые и слабоуплотненные бокситы и аллиты имеют коричневатый, белый, красный, желтый цвет с разными оттенками, что обусловлено неравномерным распределением в них окислов марганца и железа. Цвет каменных бокситов коричневатый и черный.

В таблицах 1, 2 приведена характеристика бокситовых пород, из которой видно, что наибольшую плотность (до 2,28 г/см³) имеют каменные, наименьшую (1,5—1,75 г/см³) — рыхлые разности. Породообразующие минералы рыхлых бокситов и аллитов — аллофан и галлуазит, меньшую роль играет гиббсит. В каменных бокситах главный минерал — гиббсит, второстепенный — каолинит. Содер-

Таблица 1

Минеральный состав разновидностей бокситов и аллитов Западного Прибайкалья *

Породообразующие минералы	Береговой			Куртун			Курга		
	Рыхлые	Слабоуплотненные	Каменные	Рыхлые	Слабоуплотненные	Каменные	Рыхлые	Слабоуплотненные	Каменные
Гиббсит	Пр.	Пор.	Пор.	Зн.	Пор.	Пор.	Зн.	Пор.	Пор.
Бемит	—	—	Пр.	—	—	—	—	—	Пр.
Каолинит	—	—	Зн.	—	Пр.	Зн.	—	Пр.	—
Галлуазит	Пор.	Зн.	Пр.	Пор.	Зн.	—	Зн.	Зн.	—
Аллофан	Пр.	Пр.	—	Пр.	—	—	Пр.	Пр.	—
Слюда (гидро- слюда 2M ₁)	—	—	Пр.	—	Пр.	Пр.	—	—	Пр.

Пр. — примесь, пор. — породообразующий минерал, зн. — значительное содержание минерала.

* Здесь и в табл. 3 минеральный состав приведен по данным рентгено-структурного, электронно-микроскопического и термического анализов. Рентгено-структурный и электронно-микроскопический анализы выполнены Т. К. Ломоносовой, (Институт земной коры СО АН СССР) и Э. Ф. Чесноковой (ПГО «Иркутскгеология»), термический — И. В. Титковой (ПГО «Иркутскгеология»).

Таблица 2
Химический состав разновидностей бокситов и аллитов Западного Прибайкалья *

Компоненты	Участок Береговой			Участок Куртун			Участок Курга		
	Рыхлые	Слабоуплотненные	Каменные	Рыхлые	Слабоуплотненные	Каменные	Рыхлые	Слабоуплотненные	Каменные
Al ₂ O ₃	30,37	45,78	51,70	40,05	49,18	59,91	44,50	47,99	51,01
SiO ₂	41,28	15,21	11,10	36,14	22,39	9,00	25,13	23,81	10,06
TiO ₂	0,24	0,44	0,44	0,08	0,15	0,08	0,07	0,03	0,02
FeO	0,01	0,44	0,88	0,10	0,29	0,48	0,10	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃	7,06	3,86	0,92	0,59	2,21	1,17	1,60	1,46	5,77
K ₂ O	0,62	0,82	0,57	0,21	0,06	0,31	0,22	0,13	0,22
Na ₂ O	0,32	0,21	0,26	0,10	0,08	0,06	0,10	0,07	0,02
MnO	1,11	0,09	0,05	6,53	0,14	0,08	1,62	0,35	0,01
P ₂ O ₅	0,18	0,12	0,12	0,41	0,33	0,09	0,07	0,07	0,03
CaO	1,54	1,01	0,55	0,01	0,53	0,16	0,49	0,71	0,28
MgO	0,32	0,95	1,72	0,01	0,53	0,16	0,42	0,26	1,63
П. п.	16,28	30,56	31,44	16,09	23,17	28,10	24,83	24,91	30,48
Сумма	99,33	99,49	99,75	100,51	99,01	99,52	99,15	99,80	99,54
Al ₂ O ₃ своб.	4,30	32,30	45,80	12,72	30,92	51,62	32,80	40,40	50,49
SiO ₂ своб.	13,75	1,65	6,10	4,40	2,40	0,24	12,20	15,60	9,50
Сорг	0,12	0,20	0,19	0,20	0,24	0,46	0,01	0,15	0,25
SO ₃	0,11	0,38	0,77	0,05	1,24	1,20	0,31	0,24	0,36
Al ₂ O ₃	1,10	3,38	10,34	1,26	2,46	6,84	3,44	5,84	91,09
SiO ₂ —SiO ₂ своб.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Объемная масса (плотность), г/см ³	1,49—1,70 **	1,76—1,95	1,99—2,24	1,52—1,68	1,73—1,96	1,92—2,28	1,50—1,75	1,78—1,94	2,0—2,28
	1,65 (9)	1,90 (10)	2,10 (4)	1,64 (11)	1,89 (6)	2,07 (8)	1,67 (8)	1,91 (11)	2,05 (12)

* Здесь и в табл. 3 химический анализ выполнен П. В. Поповой и Т. Н. Железновой, измерение плотности произведено А. Д. Фиошко (ПГО «Иркутскгеология»).

** Числитель — предельные значения, знаменатель — среднее, в скобках — число анализов.

жание слюды (гидрослюды 2М₁) и монтмориллонита зависит не от степени плотности (разрыхления) породы, а от характера зональности по нормальному сечению (разрезу) рудного тела. На всех участках наиболее качественными являются каменные бокситы, наименее — рыхлые. В большинстве пересечений горными выработками последние представлены аллитами, реже низкомолекулярными бокситами.

Минеральный и химический состав бокситов по нормальному сечению (разрезу) рудных тел непостоянный (табл. 3; см. рис. 2). Наиболее обогащены слюдой, каолинитом, гетитом, гематитом, кварцем (кремнеземом), органическим углеродом верхние части рудного тела, в меньшей степени — нижние и совсем

бедны ими средние. Максимальное содержание гиббсита (глинозема) отмечается в средней части рудного тела. Обломки пород чаще всего встречаются в верхах рудных тел, в нижней их части развиты угловатые обломки доломитов и жильного кварца, который образует гнезда и линзовидные прослои в доломитах, подстилающих бокситы.

По простиранию рудных тел минеральный и химический состав бокситов также изменчив. В зонах сокращения их мощности (на выступах карстового рельефа) высококачественные бокситы центральной части тел выклиниваются, замещаясь глинистыми разностями, а затем — аллитами гиббсит-каолинитового и гиббсит-слюдисто-каолинитового состава. Слюда в бокситах образует равномерно

Таблица 3

Вещественный состав бокситов нижнего бокситоносного горизонта на участке Курга

Компоненты	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Химический состав, %										
Al ₂ O ₃	28,08	43,09	50,79	28,43	3,10	27,23	49,62	52,90	38,31	9,50
SiO ₂	32,49	19,08	8,93	28,48	5,47	23,57	13,48	10,22	23,91	7,04
TiO ₂	0,07	0,04	0,02	0,08	0,16	0,55	0,02	0,04	0,08	0,05
FeO	0,07	0,14	0,07	0,10	0,04	0,01	0,10	0,07	0,01	0,07
Fe ₂ O ₃	17,94	7,10	5,11	17,69	11,10	26,12	8,22	3,43	11,22	2,61
K ₂ O	1,45	0,05	0,10	0,23	0,20	3,00	0,05	0,02	0,41	0,21
Na ₂ O	0,05	0,07	0,07	0,02	0,22	0,10	0,07	0,05	0,08	0,16
MnO	0,03	0,04	0,11	0,19	0,68	0,03	0,01	0,06	0,39	2,77
P ₂ O ₅	0,10	0,03	0,04	0,07	0,07	0,03	0,03	0,03	0,09	0,05
CaO	0,85	1,41	1,12	2,40	21,30	0,54	0,57	0,86	1,51	20,65
MgO	1,86	3,15	1,81	1,73	17,48	1,38	1,22	1,65	1,20	17,86
П. п. п.	17,03	26,25	31,32	19,98	39,21	18,02	27,58	30,31	22,18	38,56
Сумма	100,02	100,45	99,49	99,40	99,03	100,58	100,97	99,64	99,39	99,53
Химический состав, %										
Al ₂ O ₃ своб.	22,59	39,83	50,65	25,05	2,52	20,20	48,57	52,19	35,88	7,16
SiO ₂ своб.	26,31	15,76	8,48	23,90	4,53	15,53	12,40	9,30	20,92	4,10
Сорг	0,83	0,29	0,20	0,34	0,20	0,49	0,20	0,25	0,20	0,20
SO ₃	0,01	0,18	0,34	0,01	0,01	0,01	0,30	0,40	0,08	0,01
CO ₂	1,11	2,15	1,17	3,03	39,00	1,19	1,22	1,51	1,19	37,80
Al ₂ O ₃	0,87	2,26	5,69	1,00	0,57	1,16	3,68	5,17	1,60	1,35
SiO ₂	4,54	12,98	112,87	6,21	3,30	3,39	45,94	57,50	12,81	3,23
Al ₂ O ₃										
SiO ₂ —SiO ₂ своб.										
Минеральный состав, %**										
Гиббсит	35	61	78	38	4	31	74	80	55	11
Каолинит	2	6,5	—	7	—	—	1,5	1,8	3	4
Слюда	12	0,5	1	2	2	24	0,5	0,2	3	2
Гетит и гематит	20	8	6	20	13	28	9	4	13	3
Кварц (в обломках пород)	26	16	8	24	5	16	12	9	21	4
Сумма	95	92	93	91	26	99	97	95	95	24

* 1—10 — номера проб на рис. 2.

** Содержания минералов определялись путем пересчета химического состава с учетом данных термического, рентгено-структурного и электронно-микроскопического анализов. Для пересчета использовано содержание Al₂O₃, SiO₂, K₂O, Fe₂O₃ и H₂O в гиббсите, каолините, слюде, гетите и гематите, по Д. Костову [5].

рассеянную примесь, иногда скапливается в отдельных слоях породы или в концентрических слоях пизолитов и бобовин.

Монтмориллонит в бокситах и во вмещающих породах встречается редко. Максимальное его количество (до 15%) приурочено к нижней части рудных тел, особенно к карстовым трещинам, развитым (стратиграфически) ниже горизонтов бокситов на расстоянии 5—10 м от них, где условия для сохранения монтмориллонита были наиболее благоприятными. Образование его связано скорее всего с присутствием в бокситах пирокластического материала. На это, возможно, указывает иногда повышение содержания Na₂O в нижней части рудных тел (см. рис. 2 и табл. 3). Вулканогенно-осадочные породы распространены (см. рис. 1) в бокситоносных и перекрывающих их отложениях [11].

Среди каменных сланцев главным образом среднего горизонта встречаются светло-зеленые и коричневые очень плотные разности с раковистым изломом (флинтклей). Они сложены, по данным термического и рентгеноструктурного анализов, каолинитом и слюдой, находящимися в разных пропорциях. В виде рассеянной примеси присутствуют гиббсит и бемит (до 10% Al₂O₃ своб.). Эти минералы в каолинит-слюдистых сланцах указанного бокситоносного стратиграфического уровня выявлены (термический и рентгеноструктурный анализы) Ю. П. Поповым (устное сообщение) в 150 км к северо-востоку от участка Анай. Содержание в сланцах Al₂O₃ своб. достигает 13%.

Таким образом, породообразующими минералами каменных бокситов являются гиббсит, бемит (?), каолинит, слюда (гидрослюда 2М₁). Центральная часть рудных тел сложена наиболее качественными гиббситовыми бокситами, которые вверх и вниз по разрезу замещаются глинистыми и песчаными разностями. На выступах карстового рельефа рудные тела представлены только глинистыми и песчаными бокситами и аллитами. Гипергенные преобразования бокситов приводят к ухудшению их качества, превращению в аллиты и низкомолекулярные бокситы гиббсит-аллофан-галлузитового состава.

Для рыхлых и слабоуплотненных бокситов и аллитов характерны пелитоморфная структура и пятнистая (за счет неравномерного распределения окислов железа и марганца) текстура. В слабоуплотненных разностях встречаются конкреционно-зональная и почковидная структуры, а также текстуры и структуры каменных бокситов. Иногда происходит замещение каменных бокситов слабоуплотненными. При этом изменяется не только текстурно-структурный облик породы, но и ее минеральный состав (рис. 3, а).

Каменным бокситам свойственна микрокристаллическая (микрошешуйчатая) и лепидобластовая (крупночешуйчатая) структура основной массы, но наиболее широко развита первая. На рис. 4, д виден переход микрокристаллической структуры (темное) в лепидобластовую (светлое) по слоям, трещинам или в виде пятен, свидетельствующий о незавершенности процесса перекристаллизации.

Другие типы структур образованы включениями обломков и концентрически-зональных

зерен бокситов и небокситовых минералов. Выделяются микро-ооидная, ооидная, пизолитовая, бобовая, псевдобрекчиевая и брекчиевидная, микрообломочная и аренитовая (алевро-псаммитовая) структуры. Размер обломков в алевро-псаммитовых разностях 0,07—3,5 мм, а отдельные обломки жильного кварца и доломита достигают в поперечнике 4 см. Сортировка обломков плохая. Форма мелкопесчаных и алевритовых обломков пластинчатая и остроугольная, с неровными очертаниями, более крупные обломки остроугольные, полуокатанные и окатанные.

Мелкопесчаные и алевритовые обломки замещены гиббситом нацело. Судя по форме, это обломки кварца, полевого шпата, слюды. В обломках размером более 0,2—0,3 мм гиббсит развивается только по краям и трещинам (см. рис. 3, б). Полные псевдоморфозы по ним редки, за исключением обломков доломита, замещающихся полностью (см. рис. 3, в).

Некоторые исследователи [9] полагают, что по крайней мере частично обломки бокситов образовались в результате замещения кварца, полевого шпата и других минералов на месте, т. е. что обломочная структура бокситов является реликтовой. Для Западного Прибайкалья такой процесс отражен в присутствии замещенных обломков кварца (см. рис. 3, б) и доломита (см. рис. 3, в) в бокситах. Однако не исключено и переотложение (перемыв) бокситов, так как в них встречаются фрагменты разорванных слоев, возникших в связи с оползневой процессом (см. рис. 3, а), окатанные и неокатанные обломки ооидных и микрокристаллических (см. рис. 3, г) бокситов, обломки бобовин и ооидов (см. рис. 3, д), частично разрушенные при переотложении ооиды. На рис. 3, а слева внизу видно неполное замещение бокситов, в результате чего в конкреционных формах сохранились первичная слоистость и оползневые текстуры пород.

По мнению Г. И. Бушинского [2] и Д. Бардоши [1], наличие обломочных структур, плохие сортировка и окатанность обломков обусловлены деятельностью мутьевых течений, переносивших бокситовый материал на расстояние в сотни метров — первые километры в пределах зоны бокситообразования.

Кроме аллотигенных, в каменных бокситах широко распространены аутигенные структуры, образовавшиеся в рудном теле после его формирования. В частности, псевдобрекчиевая структура возникла при растрескивании первичного бокситового осадка в процессе обезвоживания (см. рис. 4, а) и проявления тектонических напряжений. Образование и заполнение трещин происходило, вероятно, на стадии диа-эпигенеза.

На рис. 4, а видно образование вокруг обломков концентрически-зональной пленки, характеризующее начало возникновения пизолитов. Ооиды, пизолиты и бобовины состоят из нескольких слоев хорошо раскристаллизованного и изотропного гиббсита. Часто они имеют эллипсоидную форму, причем длинная ось совпадает с несной или хорошо проявленной слоистостью. Это указывает на то, что вещество пизолитов и бобовин во время их образования было еще мягким и хорошо реагировало на давление вышележащих сло-

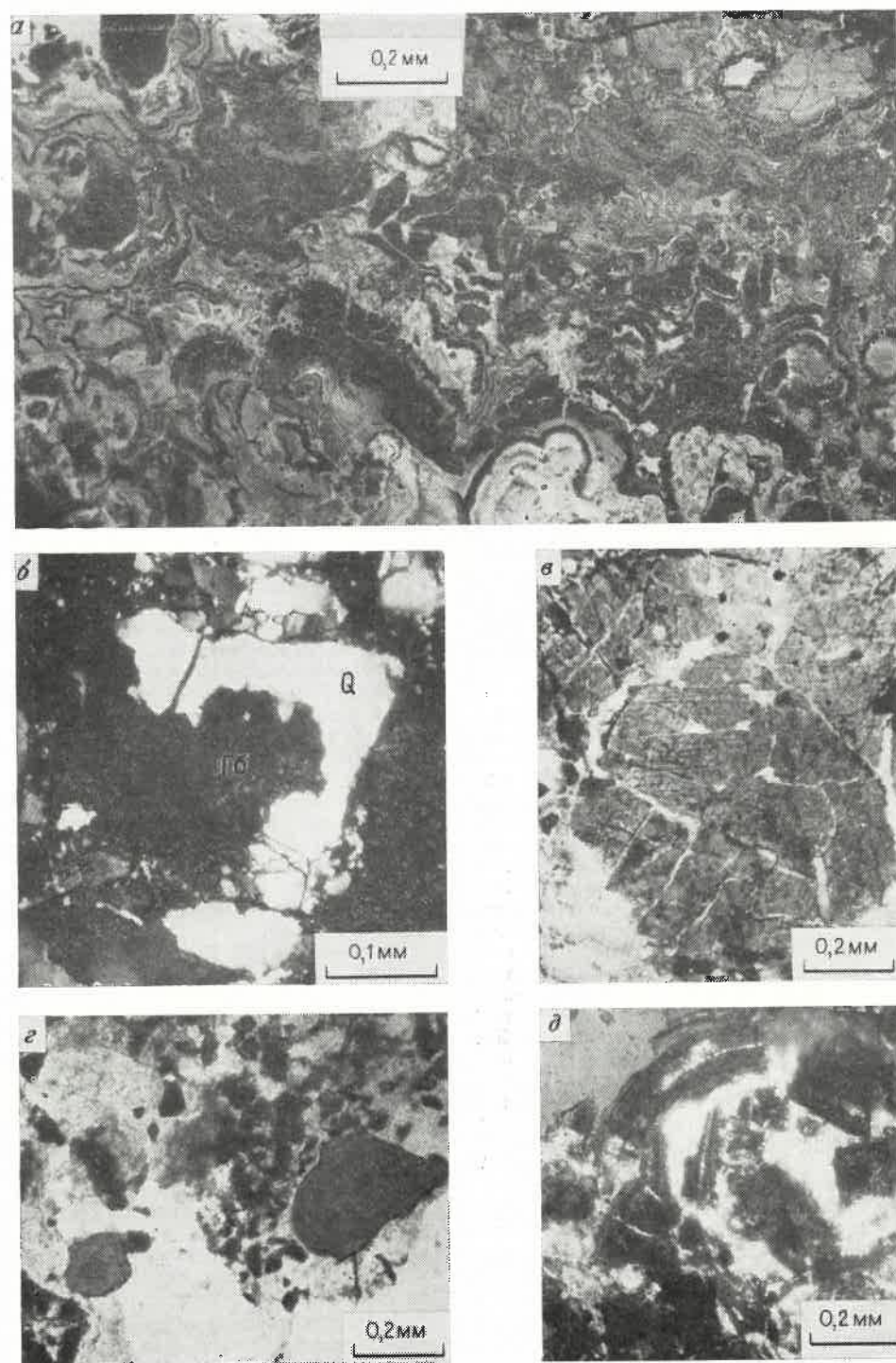


Рис. 3. Строение бокситов нижнего горизонта на участке Курга (фото шлифов)

а — тонкая слоистость, нарушенная оползневыми деформациями, в каолинит-гипсовом боксите и замещение его гипсит-галлуазитовым аллитом (без анализ.); *б* — окатанные, полукатанные и неокатанные обломки боксита с микрокристаллической структурой (без анализ.); *в* — псевдоморфоза гипсита по доломиту, следы спайности доломита «подчеркнуты» гематитом (без анализ.); *г* — окатанные, полукатанные и неокатанные обломки боксита с микрокристаллической структурой (без анализ.); *д* — обломки пизолита (с анализ.); *е* — псевдоморфоза гипсита по доломиту, следы спайности доломита «подчеркнуты» гематитом (без анализ.); *ж* — замещение обломков кварца (Q) гипситом

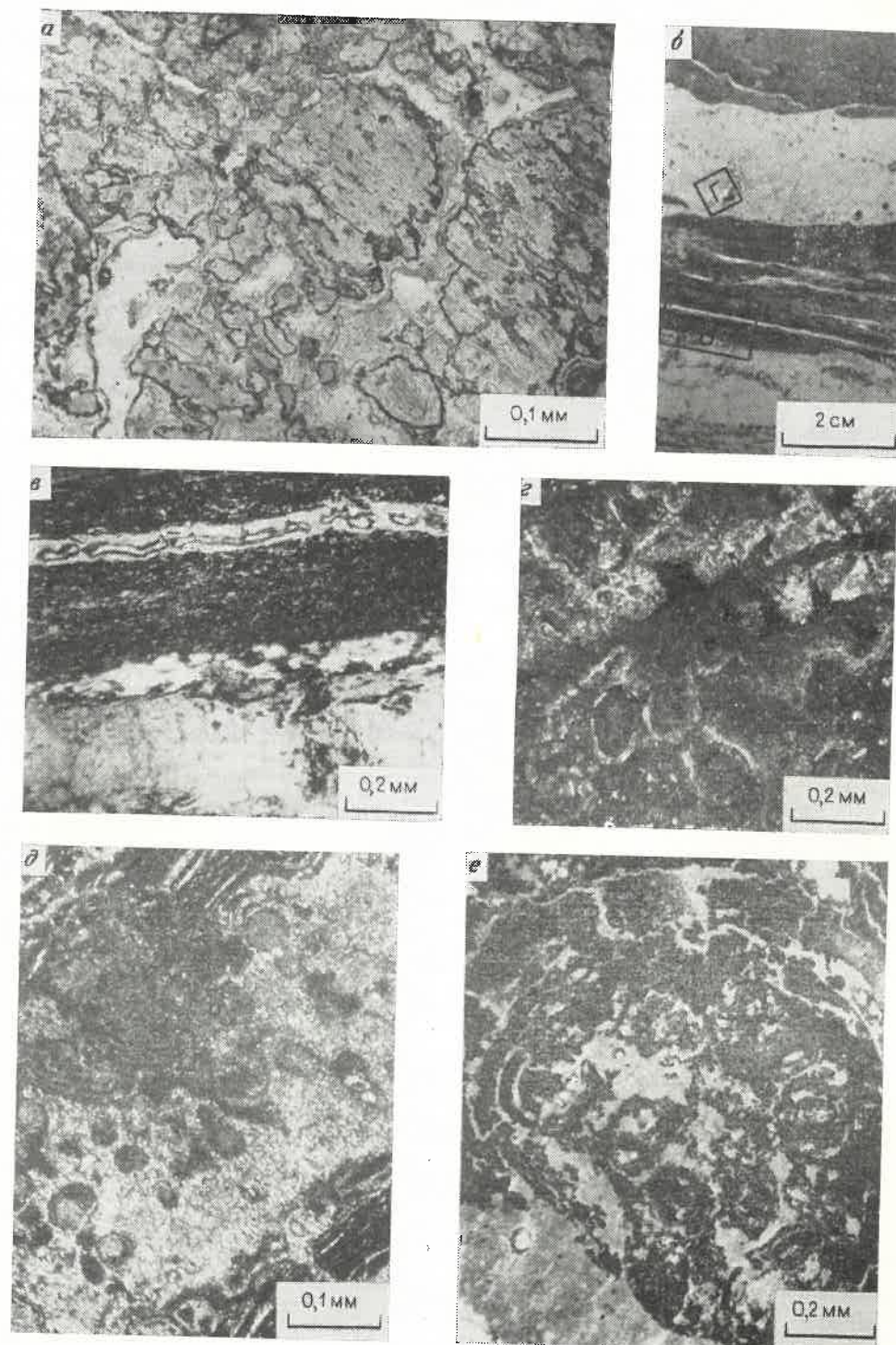


Рис. 4. Взаимоотношения бокситов с вмещающей породой и различные структуры бокситов участка Курга

а — псевдобрекчиевая структура с лепидогранобластовой структурой обломков, нижний горизонт (без анализ.); *б* — *г* — переслаивание каолинит-гипсовитового боксита с железистым каолинит-слюдистым сланцем (средний горизонт); *д* — фото полированного штуфа (показаны места микрофотографий шлифов

в и *г*), *в* — тонкая горизонтальная слоистость в сланце (темное) и боксите (светлое), без анализ.; *г* — ооидная и колломорфно-зональная структура боксита (с анализ.); *д* — ооидная структура и тонкая слоистая текстура боксита, первый горизонт (с анализ.); *е* — структура основной массы микрокристаллическая (темное) и лепидобластовая (светлое); *ж* — многоядерная бобовина, третий горизонт (без анализ.)

ев. Широко развиты многоядерные формы (см. рис. 4, г). Встречаются пизолиты и бобовины с волнистой поверхностью, трещинами в оболочках, оторванными и развернутыми кусками оболочек, обломки пизолитов и бобовин (см. рис. 3, д). Вместе с деформированными пизолитами, бобовинами и их обломками наблюдаются обломки микрокристаллических бокситов, имеющие угловатую и окатанную форму (см. рис. 3, г).

Ядрами при образовании пизолитов и бобовин часто служат окатанные и неокатанные обломки боксита, обломки диагенетических брекчий (псевдобрекчий). Присутствуют все разновидности от начальных пизолитов и бобовин, в которых количество концентрических слоев составляет один—два (см. рис. 4, д), до конечных — с пятью слоями и более (см. рис. 4, е).

Большая часть ооидов и пизолитов представлена гиббситом, но иногда они имеют слюдисто-гематит-гётитовый или каолинит-гётит-гематитовый состав. Некоторые ооиды и пизолиты сложены несколькими парами концентрических слоев, один из них — гётитовый или гематитовый, другой — гиббситовый, каолинитовый или слюдястый.

Бокситовый цемент в песчаниках имеет микроооидную, ооидную, реже пизолитовую структуру. При сокращении количества бокситового цемента размер ооидов уменьшается.

Происхождение ооидов, пизолитов и бобовин связывается [1, 2] с диа-эпигенезом. Некоторые исследователи [8] считают, что иногда такие структуры могут быть унаследованы от подстилающих карбонатных пород, метасоматически замещенных бокситовым веществом. В Западном Прибайкалье, вероятно, присутствуют обе генетические разновидности концентрически-зональных зерен.

Среди подстилающих бокситы доломитов широко развиты оолитовые и онколитовые разновидности, а в самих бокситах установлены псевдоморфозы гиббсита по доломиту (см. рис. 3, в). Из этого следует, что часть бобовых и пизолитовых бокситов, возможно, возникла при метасоматическом замещении онколитовых и оолитовых доломитов гиббситом. Однако подавляющее количество концентрически-зональных зерен в бокситах имеет, безусловно, диа-эпигенетическое происхождение. В частности, на участке Кург в доломитах и известняках, подстилающих бокситы, отсутствуют онколиты и оолиты. Доломиты светло- и кремово-серые массивные и брекчиевидные, известняки — черные слоистые (см. рис. 1). В бокситах, залегающих на этих карбонатных породах, большую роль играют ооиды и пизолиты. Диа-эпигенетическое происхождение имеют ооиды в бокситах, которые переслаиваются со сланцами (см. рис. 4, б, в, г), с песчаниками или образуют цемент в последних. Такой же генезис установлен для концентрических пленок вокруг обломков, образовавшихся в результате растрескивания при обезвоживании породы (см. рис. 4, а). Эти пленки «... во многих отношениях... аналогичны сферическим оболочкам ооидов, пизолитов и бобовин, но по сравнению с последними они имеют более позднее происхождение» [1, с. 127].

Большая часть каменных бокситов обла-

дает неяснослоистой или слоистой (см. рис. 4, б, в, д) текстурой, реже встречаются оползневая (см. рис. 3, а), однородная и пятнистая текстуры. Слоистость в них связана с обогащением отдельных слоев обломками бокситов, пород и кварца, чешуйками слюды, ориентировкой пизолитов, бобовин, реже ооидов в одном направлении, перемежаемость бокситов с песчаниками и сланцами (см. рис. 1), с разной степенью перекристаллизации первичного бокситового осадка (см. рис. 4, д).

Как видно из вышесказанного, структуры и текстуры бокситов Западного Прибайкалья аналогичны структурам и текстурам карстовых бокситов Средиземноморской и Уральской провинций [1].

1. По строению разреза бокситоносные отложения Западного Прибайкалья могут быть отнесены к карстово-пластообразному и карстово-линзообразному типам бокситорудной формации карбонатных толщ субформации многоосинклиальных зон, по Г. Р. Кирпалю [4]. Наиболее сходны они с бокситоносными породами месторождений Южно-Уральской группы и Средиземноморской провинции.

2. По строению рудных тел (распределению в них породообразующих минералов и основных окислов) бокситы Западного Прибайкалья аналогичны осадочным бокситам, образовавшимся на закарстованной поверхности карбонатных пород [1].

3. По структурам и текстурам бокситы Западного Прибайкалья не отличаются от карстовых бокситов [1], в которых развиты аутигенные и аллотигенные структуры и слоистые текстуры. Иногда в бокситах Западного Прибайкалья встречается лепидобластовая структура, свидетельствующая о начальной стадии перехода их в метаморфизованные разновидности.

4. В зоне современного гипергенеза бокситы изменяются. Структура их становится пелитоморфной, иногда почковидной, текстура — пятнистой. Уменьшается плотность бокситов (возрастает их пористость), появляются новообразованные минералы — галлуазит, аллофон, алюминит, изотропный гиббсит. Это дает основание некоторым исследователям [3, 12] относить бокситы к инфильтрационным и гидротермальным образованиям.

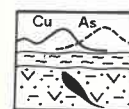
5. Неясным остается вопрос о первичном минеральном составе бокситов. Возможно, гиббситовый состав каменных разновидностей обусловлен вторичными изменениями, происходившими при сохранении диагенетических и первично-осадочных текстур и структур. Однако не исключено, что не измененные в зоне современного гипергенеза бокситы имеют бёмит-гиббситовый состав. Для решения этого вопроса необходимо вскрыть бокситоносные отложения ниже зоны гипергенеза (на глубине 150—250 м).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бардошиш Д. Карстовые бокситы. М., Мир, 1981.
2. Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., 1958, с. 176—263.
3. Домбровская Ж. В. О происхождении аллофан-гиббситовой минерализации в поро-

дах байкальской серии (Западное Прибайкалье). — В кн.: Кора выветривания. Вып. 16. М., 1978, с. 89—106.

4. Кирпаль Г. Р. Промышленные типы месторождений бокситов и их геолого-экономическая оценка. М., Недра, 1971.
5. Костов И. Минералогия. М., Мир, 1971.
6. Маслов В. К. О бокситоносности голоустенской свиты верхнего протерозоя (Западное Прибайкалье). — Геология и геофизика, 1974, № 11, с. 44—50.
7. Маслов В. К. О перерывах в осадконакоплении и корреляции разрезов среднего — верхнего рифея в Западном Прибайкалье. — Геология и геофизика, 1983, № 7, с. 30—41.
8. Огородников О. Н., Гладковский А. К. Геосинклинальные месторождения бокситов на Урале и их связь с вулканизмом. М., Наука, 1975.



ГЕОХИМИЯ

УДК 553.444.069(575.1)

В. М. КРУТИЙ, А. И. ДОНЕЦ (ЦНИГРИ)

Минералого-геохимический шлиховой метод поисков скрытого свинцово-цинкового оруденения

В последнее время в связи с поисками скрытого эндогенного оруденения значительно возросло применение геохимических методов, что особенно актуально для месторождений, находящихся в стадии разведки, где основным источником прироста запасов являются «слепые» рудные тела. Традиционные же методы геохимических поисков таких объектов в условиях полупустынного ландшафта, где значительная площадь рудного района перекрыта рыхлыми образованиями, весьма трудоемки и недостаточно эффективны. На золоторудных месторождениях, как показал В. Ф. Гуреев с соавторами [2], эффективность геохимических поисков можно повысить, исследуя элементный состав материала электромагнитной фракции шлихов. Изучение принципа и методики таких работ показало возможность использования их и при поисках стратиформных месторождений свинца и цинка.

Наряду с традиционными геологическими предпосылками и поисковыми признаками впервые была сделана по-

9. Пастухова М. В. Процессы бокситизации обломочного материала и его роль в образовании бокситов, залегающих на карбонатных породах. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., 1975, с. 78—99.
10. Попов Ю. Г., Донцов В. Г. О находке латеритной коры выветривания в Западном Прибайкалье. — В кн.: Мат-лы конференции молодых научных сотрудников. [Тезисы докладов]. Иркутск, 1972, с. 126—128.
11. Синчук Ю. А. Первые находки вулканогенных пород в составе голоустенской свиты (верхний протерозой) Северо-Западного Прибайкалья. — Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 1, с. 175—177.
12. Черкасов Г. Н. Геология, вещественный состав и генезис бокситов и гиббсит-аллофановых пород Западной Якутии и Прибайкалья. — Литология и полезные ископаемые, 1978, № 6, с. 120—127.

пытка использовать минералого-геохимический шлиховой метод применительно к поискам стратиформного свинцово-цинкового оруденения в вулканогенно-карбонатной толще Южного Узбекистана.

Рассматриваемое месторождение представлено двумя участками свинцово-цинковых руд (Дальним и Центральным), между которыми и на их флангах размещаются несколько рудопроявлений и зон минерализации, составляющих Учкулачское рудное поле.

Учкулачское рудное поле расположено в предгорьях Северо-Нуратинского хребта. Рельеф здесь представляет собой ряд куэстовых гряд, отстоящих друг от друга на расстоянии 2—5 км, причем субсеквентные понижения выполнены многометровыми рыхлыми образованиями со значительной долей эолового материала. Для полупустынного ландшафта характерно отсутствие постоянных рек; временные водотоки выработали консеквентные долины треугольного или корытообразного поперечного сечения.

Слабая обнаженность района предопределяет первостепенную важность применения и совершенствования здесь методов геохимических поисков оруденения.

Рассматриваемое рудное поле приурочено к зоне Южно-Ферганского глубинного разлома, отделяющего Курамино-Ферганский срединный массив от Южно-Тяньшаньской геосинклинали. Рудный район приурочен к Ханбанды-Писталитауской подзоне Учкулач-Гузанской металлогенической зоны [4]. В геологическом строении его принимает участие сложнопостроенная толща вулканогенных, вулканогенно-осадочных и карбонатных образований девонского возраста, на которой с угловым и стратиграфическим несогласиями залегают отложения карбона.

Нижняя часть разреза отложений (бандская свита ранне-среднедевонского возраста), слагающих Учкулачское рудное поле, представлена лавами кварцевых порфиров, липарит-дацитов, их туфами, игнимбритами, туфолавами. Мощность бандской свиты превышает 530 м. На ней согласно или с незначительным размывом залегают отложения учкулачской свиты, разделенные на две подсвиты: нижнеучкулачскую вулканогенно-терригенную и верхнеучкулачскую — преимущественно карбонатную.

Нижнеучкулачская подсвита представлена переслаивающимися известняками, доломитами, алевролитами, аргиллитами, гравелитами, туфами и туффитами липаритовых и липарит-дацитовых порфиров различной структуры общей мощностью 250—270 м. Верхнеучкулачская подсвита, мощностью 250 м, сложена доломитами, органогенными известняками, седиментационными карбонатными брекчиями, реже алевролитами и аргиллитами, иногда с прослоями и линзами пирокластических пород. Для пород учкулачской свиты установлены резкая фаунистическая и литологическая неоднородность, быстрые выклинивания и переходы одних слоев в другие. Вулканыты характеризуются повышенной щелочностью.

Отложения учкулачской свиты согласно перекрываются толщей позднеживетского—франского возраста, сло-

женной в основном органогенными известняками, седиментационными известняковыми брекчиями, реже алевролитами и песчаниками писталитауской, ханбандытауской, ментской, устькуруксайской и кольсуюкской свит. Верхняя часть этой толщи состоит из переслаивающихся тонко-, мелкообломочных терригенных и яшмовидных кремнистых пород с горизонтами конгломерато-брекчий.

Основная структура Учкулачского рудного поля — Ханбандытауская антиклиналь субширотного направления. На северном крыле складки породы падают под углами 70—80°, на южном — углы падения изменяются от 30 до 60°. Отмечаются флексурные перегибы и более мелкие складки. На крыльях Ханбандытауской антиклинали развиты два крупных крутопадающих разлома субширотного направления — Южно-Ханбандытауский и Северо-Учкулачский с амплитудами вертикальных перемещений до 600—800 м. Другой значительный разлом рудного поля — Южно-Учкулачский взбросо-сдвиг с амплитудой вертикального смещения около 100—200 м. Кроме того, развиты также крутопадающие сбросо-сдвиги диагонального и поперечного направлений, часто конседиментационного заложения.

Эпигенетические преобразования пород проявились на рудном поле в незначительных масштабах. В терригенно-карбонатных и вулканогенно-осадочных породах отмечаются гетит-гематитовые образования, кальцитизация, доломитизация, окварцевание, баритизация, в меньшей степени флюоритизация. В вулканогенных породах бандской свиты встречаются также кварц-хлорит-серпентиновые образования, проявилась эпидотизация.

Свинцово-цинковое оруденение представлено линзообразными и лентовидными телами, залегающими в основном согласно со слоистостью вмещающих пород в пределах четырех рудоносных уровней [3]. Характерна приуроченность рудных залежей к контактам пачек, различных по составу, структуре и текстуре пород [1]. Иногда значительные рудные концентрации, объединяемые единым контуром, переходят из одной пачки в другую, пересекают литологические границы.

Рудные тела сформированы рудами двух основных типов — существенно колчеданным (руды барит-галенит-сфалерит-пиритовые с халькопиритом) и барит-галенит-сфалеритовым. Среди текстур руд преобладают брекчиевидные-пятнистые, прожилково-гнездовые, полосчатые, реже массивные. Главные минералы руд Учкулачского месторождения — пирит, марказит, сфалерит и галенит. На участке Центральном встречаются также халькопирит, борнит, редко блеклая руда. Нерудные минералы представлены баритом, количество которого в рудах достигает 50 %, доломитом, кальцитом, реже кварцем. Отмечаются редкие минералы — энаргит, вюртцит, бурнонит и др.

В распределении концентраций свинца, цинка и бария по мощности рудовмещающего разреза проявляется закономерность, выраженная в локализации на нижних стратиграфических рудоносных уровнях баритовых и галенит-сфалерит-баритовых руд. На более верхних рудоносных горизонтах они последовательно сменяются барит-галенит-сфалеритовыми, а затем галенит-сфалерит-пиритовыми (марказитовыми) рудами с халькопиритом и иногда с баритом. Такая последовательность смены минеральных типов руд — вверх по стратиграфическому разрезу — резко отличает это месторождение от эталонных стратиформных месторождений в карбонатных толщах и от вулканогенно-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений [7].

Зональное строение рудных тел обусловлено наличием ядра или нескольких ядер, обогащенных барием, свинцом и цинком в центральных частях рудных линз и лент. Ядра совпадают, как правило, с самыми высокими значениями мощностей отдельных рудных тел.

Для апробации минералого-геохимического метода при поисках свинцово-цинковых руд в пределах Учкулачского рудного поля были выбраны два участка, различающиеся перспективностью на оруденение, геологическим строением и геоморфологией. В качестве эталонного объекта была взята площадь сложного геологического строения в районе крутого скло-

на куэсты, в подножии которого расположено перекрытое рыхлыми наносами рудное тело. Контрольный объект, выбранный на пологом склоне куэсты, характеризуется сравнительной простотой геологического строения, незначительной перспективностью на оруденение. В пределах этих площадей были отмыты шлихи, количество которых достаточно для обработки статистическим способом. Отбор проб и их отмывка велись по рекомендациям В. Ф. Гуреева, одного из авторов методики минералого-геохимического шлихового метода [2]. Им же была просмотрена электромагнитная фракция шлихов и приготовлены пробы для спектрального анализа.

Материал электромагнитной фракции шлихов на 50—80 % состоит из окисленного пирита, а остальное количество минералов представлено магнетитом, хромитом, амфиболами, эпидотом и хлоритом. Барит, сфалерит и галенит встречаются очень редко. Магнетит, хромит, амфиболы и эпидот образуют редкие, слабоконтрастные ореолы, спорадически рассеянные по территории исследуемых объектов. Хлорит распространен шире, его аномально высокие содержания коррелируются с минерализованными участками, в том числе и с рудными телами, либо приурочены к полям развития вулканогенных пород бандской свиты (рис. 1).

Пирит, по данным П. В. Панкратьева и Ю. В. Михайловой [3], является неотъемлемой частью оруденения и присутствует во всех известных рудных залежах от рассеянной минерализации до линз колчеданных руд, где его количество достигает 80 %. Ореолы его в общих чертах как на эталонном, так и на контрольном объектах, совпадают с простиранием осадочных пород. Например, отложения устькуруксайской свиты в пределах эталонного объекта содержат пирита в 2—3 раза меньше, чем более древние образования этого района. На обоих объектах в ряде мест отмечается повышенное количество пирита в зонах разломов, либо в непосредственной близости от них (см. рис. 1).

Пирит, содержащийся в электромагнитной фракции шлихов, представлен тремя кристаллографическими моди-

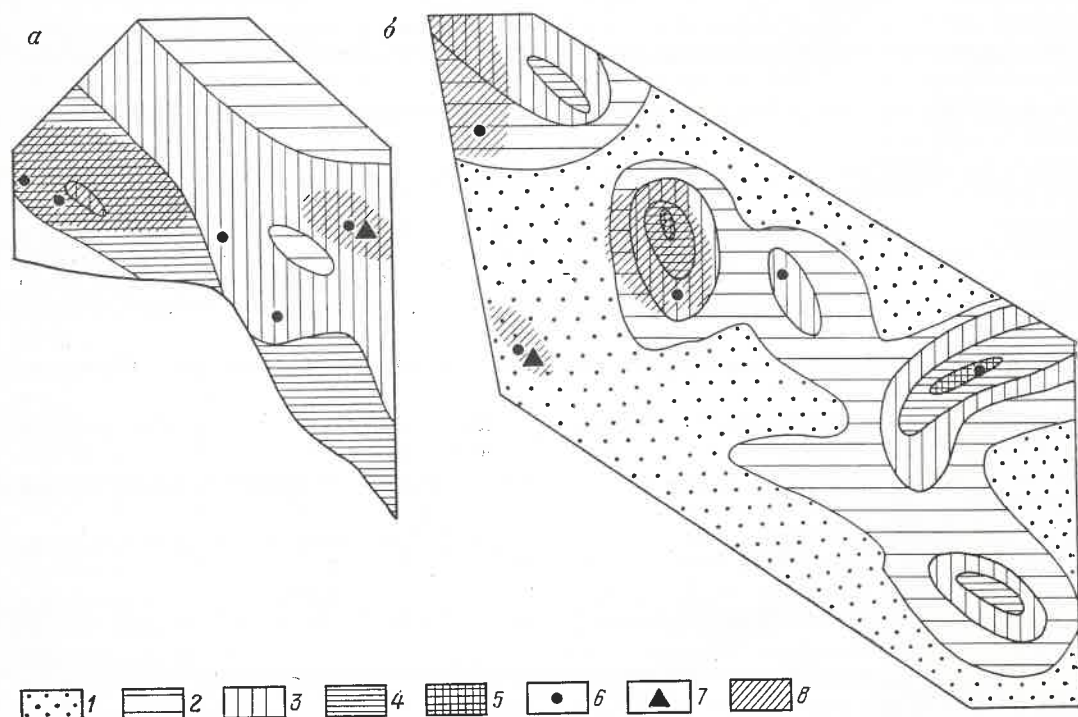


Рис. 1. Шлихо-минералогическая карта эталонного (а) и контрольного (б) участков Учкулачского рудного поля

1—5 — содержания окисленного пирита, % от массы электромагнитной фракции шлиха: 1—0,10, 2—10—

30, 3—30—50, 4—50—70, 5—70—80; 6—места с максимальным количеством хлорита; 7—известные рудные тела и точки свинцово-цинковой минерализации; 8—шлиховая минералогическая аномалия рудообразующих элементов

фикациями, каждая из которых приурочена к определенным участкам исследуемых объектов. Так, известные рудные тела и точки минерализации подчеркиваются слабо контрастными ореолами пирита пентагон-додекаэдрической формы. Октаэдрически ограниченный пирит образует ореолы, тяготеющие, как правило, к зонам разломов. Пирит кубического габитуса наиболее распространен в пределах Учкулачского рудного поля, причем его количество превышает совместные содержания пиритов других кристаллографических форм. Именно поэтому концентрации пирита (без классификации по габитусу) в пределах рудных тел и зон свинцово-цинковой минерализации не только не образуют аномалий, но в ряде случаев нивелируют слабоконтрастные аномалии пирита пентагон-додекаэдрической и октаэдрической форм.

Таким образом, минералогическое исследование электромагнитной фракции шлихов и отстройка шлихо-минералогических карт в пределах Учку-

лачского рудного поля позволили выявить общую тенденцию распределения сопутствующих оруденению минералов (хлорит, пирит) на площадях, перекрытых маломощным плащом рыхлых образований. Появилась возможность выбраковывать участки с минимальным содержанием пирита, как, например, участки развития усть-куруксайской свиты.

Дальнейшая детализация выделенных минералогических ореолов состояла в том, чтобы выявить закономерность расположения отдельных элементов, в первую очередь рудообразующих, на исследуемой площади. Для этого электромагнитная фракция шлихов была подвергнута полуколичественному спектральному анализу на 36 элементов. Для геохимической характеристики объектов было рассмотрено 19 элементов: V, Co, Ni, Ga, Sr, Ti, Sb, Cr, Sc, Zr, Nb, Sn, Ag, Cu, Ba, Mo, Mn, Pb и Zn. Остальные 17 элементов встречаются редко, поэтому они были опущены из дальнейшей обработки.

Средние содержания ($n \cdot 10^{-3} \%$) элементов-примесей по данным полуколичественного спектрального анализа

Объект	Число проб	Элемент					
		Pb	Zn	Cu	Mn	Ba	Mo
Эталонный	20	110	180	100	10 000	1000	5
Контрольный	42	70	160	100	6 600	70	Следы

Сопоставление имеющихся результатов литогеохимического опробования и данных о наличии элементов-примесей в минералах электромагнитной фракции шлихов показало, что указанные геохимические ореолы совместимы, однако шлихо-геохимические более контрастны. Последнее объясняется тем, что в электромагнитной фракции шлихов основным минералом является пирит, элементы-примеси которого соответствуют рудной специализации исследуемого района [5, 6, 8]. Учитывая, что руды Учкулачского рудного поля кроме пирита, галенита и сфалерита содержат еще барит, блеклые руды, молибденит и халькозин, основное внимание было обращено на распределение свинца, цинка, бария, молибдена, меди и марганца. Анализ распространенности этих элементов-примесей в минералах электромагнитной фракции шлихов на обоих участках показал, что они различаются только по количественному содержанию (таблица).

По отстроенной карте ореолов этих элементов можно сделать следующие выводы. Места с ураганными содержаниями свинца и цинка весьма обеднены другими элементами-примесями и расположены над известными точками минерализации исследуемых участков (рис. 2). Площади максимального и повышенного содержаний свинца и цинка повсеместно сопровождаются аномалиями других элементов-спутников (бария, молибдена, меди и марганца), располагающихся в непосредственной близости от основных элементов. И, наконец, слабоконтрастные ореолы рассматриваемых элементов повсеместно совпадают друг с другом. Отмеченные несовпадения максимумов ореолов отдельных элементов отражают известную в пределах ме-

сторождения минералогическую неоднородность рудных тел, а также их зональное строение.

Рядом исследователей, в том числе и авторами, было подмечено увеличение содержания марганца во вмещающих оруденение породах. Так, на отдельных участках в разрезе рудовмещающей толщи наблюдаются горизонты карбонатных пород, где его количество достигает 1,5 % [3]. Проведенные исследования показали, что распределение марганца по площади весьма неравномерно—0,2—1 % и более (по данным полуколичественного спектрального анализа материала электромагнитной фракции шлихов). Максимальное его количество содержится в пробах, отобранных в пределах рудных тел и зон свинцово-цинковой минерализации (см. рис. 2). Ореолы повышенного содержания марганца в значительной степени перекрывают также суммированные ореолы свинца, цинка, бария, молибдена и меди. Участки с незначительным развитием свинцово-цинковой минерализации, например площади распространения пород усть-куруксайской свиты или отложений франского яруса нерасчлененного, значительно обеднены марганцем, а его содержание соответствует фоновому. По-видимому, в пределах Учкулачского рудного поля возможно оруденение атасуйского типа, в котором свинцово-цинковое оруденение ассоциирует с железомарганцевым.

Приведенные результаты изучения элементов-примесей в материале электромагнитной фракции шлихов, т. е. в окисленном пирите, показали, что их набор соответствует рудной специализации месторождения. Отмечается закономерное увеличение содержаний главных рудообразующих элементов от безрудных участков к зонам мине-

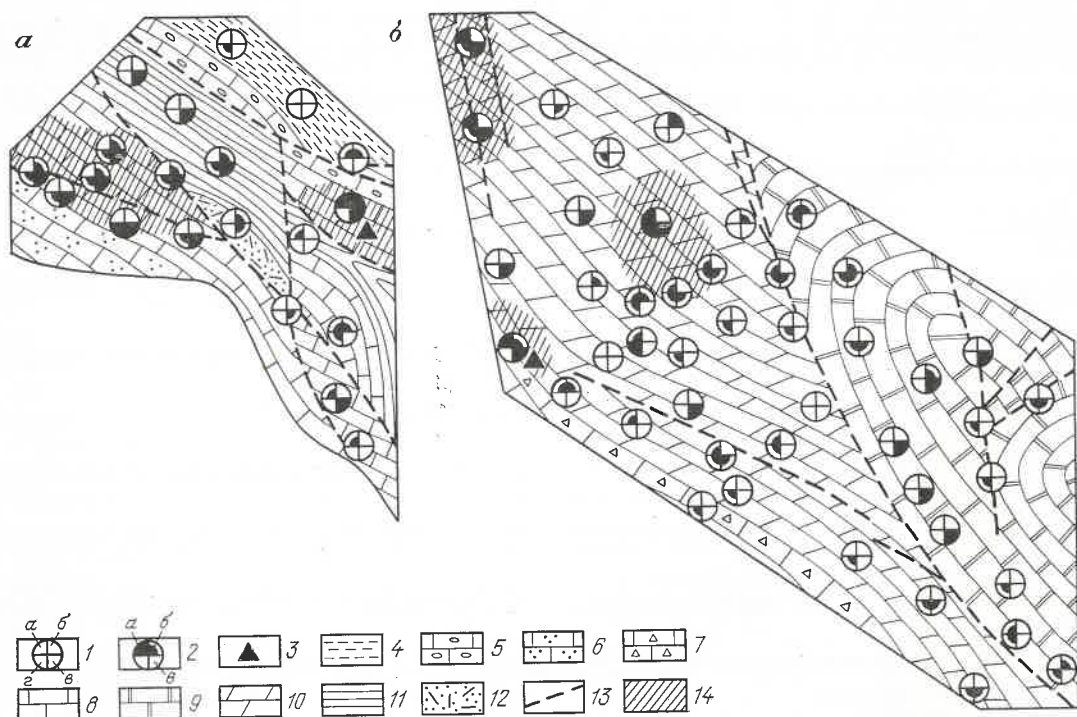


Рис. 2. Шлихо-геохимическая карта основных рудообразующих элементов и марганца эталонного (а) и контрольного (б) участков Учкулачского рудного поля

1 — места отбора шлиховых проб и проанализированные в них элементы: свинец (а), цинк (б), марганец (в), барий (г); 2 — максимальное (а), среднее (б) и фоновое (в) содержание элементов по данным полуквантитативного спектрального анализа материала электромагнитной фракции шлихов; 3 — извест-

ные рудные тела и точки свинцово-цинковой минерализации; 4—12 — осадочные и вулканогенно-осадочные отложения: 4 — устькуруксайской, 5 — ментской, 6 — кольсукской свиты, 7 — франского яруса нерасчлененного, 8 — писталитауского, 9 — ханбандытауского горизонтов, 10 — верхнеучкулачской, 11 — нижнеучкулачской подсвит учкулачской свиты, 12 — бандской свиты; 13 — разрывные нарушения; 14 — шливовая минералого-геохимическая аномалия рудообразующих элементов

рализации. Максимальные концентрации этих элементов установлены в пределах рудных тел.

Следовательно, использование электромагнитной фракции шлихов как материала для получения данных о распределении рудообразующих и сопутствующих элементов при поисках «слепых» свинцово-цинковых рудных тел весьма перспективно ввиду ее высокой информативности. Минералого-шлиховой и шлихо-геохимический ореолы характеризуются большей контрастностью на участках развития оруденения по сравнению с зонами минерализации, что позволяет достаточно достоверно ограничить площади возможного размещения оруденения.

Минералого-геохимические аномалии с одинаковой точностью и достоверностью выявляются в пределах крутых и пологих склонов куэст. Указанный метод можно использовать

также на площадях развития пролювиальных отложений, что весьма важно при поисках в полупустынных районах.

Таким образом, приведенные материалы подтверждают целесообразность использования минералого-геохимического шлихового метода при прогнозных исследованиях и определении перспектив различных участков на свинцово-цинковое оруденение стратиформного типа.

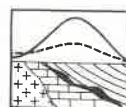
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Донец А. И., Карлина И. В., Крутий В. М. О влиянии литологической неоднородности рудовмещающего разреза на локализацию стратиформных свинцово-цинковых залежей месторождения Учкулач. — В кн.: Геология, закономерности размещения эндогенных рудных формаций Тянь-Шаня (свинец, цинк, серебро). Ташкент, 1980, вып. 3, с. 74—80.

2. О применении шлихового минералого-геохимического метода для поисков месторождений тонкодисперсного золота/В. Ф. Гуреев, В. Н. Сорокин, А. М. Гребенчиков и др. — Экспресс-информация. ВИЭМС. Сер. Геология, методы поисков и разведка месторождений металлических полезных ископаемых, 1973, № 11, с. 14—23.
3. Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В. Рудные формации стратиформных свинцово-цинковых месторождений Узбекистана. Ташкент, Фан, 1981.
4. Региональная металлогения центральной части Средней Азии/В. Г. Гарьковец, О. В. Доризо, А. П. Титова и др. Ташкент, Фан, 1979.
5. Самонова Н. С., Жабин А. Г., Китаенко А. Э. Роль пирита в пространственной зональности ореолов колчеданных место-

рождений Северного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 4, с. 994—997.

6. Силаев В. И., Андреев В. Л. Геохронологическая модель сульфидной гидротермальной минерализации севера Полярного Урала (на примере Саурей-Лекынтальбейского рудного узла). — Геология рудных месторождений, 1982, т. 24, № 2, с. 97—101.
7. Учкулач — стратиформное свинцово-цинковое месторождение в вулканогенно-карбонатной толще/А. И. Донец, М. Л. Дынкин, П. В. Панкратьев, Г. В. Ручкин. — Геология рудных месторождений, 1982, т. 34, № 1, с. 9—22.
8. Jarkovskij J. The sum of Co+Ni+Cu+Mn contents in pyrite — indicator of petrometallogenetic particularities of ore mineralization. — Geol. zb., 1981, vol. 32, N 6, p. 715—729.



ГЕОФИЗИКА

УДК 550.836.2 : 553.3

В. И. ГОРНЫЙ, В. Б. ЕРМОЛАЕВ-МАСЛОВ (ПГО «Аэрогеология»)

Температурные аномалии над рудными телами

В связи со все более широким применением новых высокопроизводительных методов прикладной геотермии — тепловой аэросъемки (ТАС) и полевой геотермической съемки (ПГС) при поисках месторождений полезных ископаемых необходимо исследование закономерностей формирования температурного поля верхней части гелиотермозоны и характера влияния на него различных по генезису и форме источников тепла. В качестве основных предпосылок к применению ТАС и ПГС при поисках рудных тел обычно рассматриваются следующие явления, связанные как с квазистационарным тепловым полем земной коры [1, 5], так и с переменным полем гелиотермозоны [1, 4]:

- 1) искажение квазистационарного теплового поля Земли рудными телами с контрастной теплопроводностью;
- 2) экзотермические реакции окисления сульфидных руд;
- 3) искажение переменного поля гелиотермозоны объектами с контрастными термическими свойствами.

Наличие различных механизмов образования температурных аномалий

над рудными телами определяет необходимость оценки их значимости и характера проявления в приповерхностной части гелиотермозоны. По теоретическим оценкам [1, 5] и результатам измерений в скважинах [8] температурные аномалии, вызванные искажением рудными телами постоянного теплового поля Земли, невелики (десять доли градуса). На ряде месторождений в неглубоких скважинах над зонами окисления сульфидных руд отмечены температурные аномалии, достигающие нескольких градусов, которые связываются с экзотермическими реакциями окисления сульфидов [5, 9].

По результатам геотермических измерений в скважинах на глубинах 0,7 и 1 м оценены тепловой эффект и скорость окисления сульфидных руд на месторождении Катех южного склона Большого Кавказа [9]. Для уточнения генезиса источников тепла, создающих температурную аномалию, проанализируем характер изменения температур по глубине на этом месторождении. С уменьшением глубины измерений увеличивается температур-

ная аномалия над рудным телом [9]. Для геотермических условий месторождения Катех это свидетельствует либо о наличии в зоне окисления постоянных мощных источников тепла выше уровня измерений 1 м, либо о тесной генетической связи выявленных температурных аномалий с внешними источниками тепла. Учитывая полную окисленность сульфидов, а следовательно, и отсутствие экзотермических реакций в верхней части месторождения Катех [9], можно предположить, что температурная аномалия вызвана внешними источниками тепла.

Исходя из равенства скоростей процессов окисления сульфидов и эрозии поверхности оценим верхнее значение температурной аномалии, которая должна возникать в приповерхностных слоях рассматриваемого месторождения за счет тепла, выделяемого при окислении сульфидов. При скорости эрозии поверхности $14,65 \cdot 10^{-6}$ м в год, тепловом эффекте полного окисления единицы массы сульфидов $9,17 \times 10^6$ Дж/кг и плотности руды 4900 кг/м³ [7] плотность потока тепла $q_{ок}$, создаваемого окислением сульфидов, может быть принята равной $-0,021$ Вт/м² *. Предположим, что при отсутствии процесса окисления в верхней части рудного тела и за его пределами земная поверхность принимает температуру воздуха. Если на поверхности зоны окисления теплообмен происходит по закону Ньютона, то при достижении стационарного режима аномалия температуры $t_{ок}$ на поверхности, создаваемая процессом окисления сульфидов в нижней части зоны окисления, может быть найдена из соотношения

$$q_{ок} = -\alpha t_{ок},$$

где α — коэффициент теплоотдачи с поверхности, Вт/(м²·К) (для естественных условий α меняется от 15 до 20 Вт/(м²·К) [8]); $t_{ок} \approx 0,0014$ °С.

Аномалию температуры $t_{ок}$ на глубине 1 м найдем из условия непрерывности потока тепла и отсутствия

источников тепла в приповерхностной части зоны окисления:

$$-\lambda \frac{t_{ок} - t_{ок}}{H} = q_{ок},$$

где $\lambda = 0,64$ Вт/(м·К) — коэффициент теплопроводности зоны окисления [7]; H — глубина измерения (1 м).

$$t_{ок}^1 = -q_{ок} \frac{H}{\lambda} + t_{ок} = 0,034$$
 °С.

Полученное значение амплитуды температурной аномалии, которая должна создаваться за счет процесса окисления сульфидов на месторождении Катех, на два порядка меньше амплитуд аномалий, зарегистрированных в скважинах [9]. Это подтверждает справедливость нашего предположения о тесной генетической связи температурной аномалии с внешними источниками тепла.

Для выяснения закономерностей образования аномалий над рудными телами, залегающими в верхней части гелиотермозоны, под действием внешних источников тепла рассмотрим два геотермических разреза: 1) однородное и изотропное полупространство, характеризующееся термическими свойствами λ_1, c_1, ρ_1 (λ — коэффициент теплопроводности, c — удельная теплоемкость, ρ — плотность), которое будет моделью выходящей на поверхность мощной зоны окисления рудного тела и однородной по глубине толщи, вмещающей его; 2) двухслойный разрез, где верхний однородный и изотропный слой с термическими свойствами λ_1, c_1, ρ_1 мощностью h залегает на поверхности однородного и изотропного полупространства, характеризующегося λ_2, c_2, ρ_2 . Двухслойный разрез будет моделью слепого рудного тела (второй слой).

Отклонение температуры от среднегодовой $t(\tau, H)$ в момент времени τ на глубине измерений H может быть найдено как установившееся решение нестационарного уравнения теплопроводности (однородный разрез) или системы таких уравнений при условии непрерывности потоков тепла и температуры на границах слоев (двухслойный разрез), постоянства температуры на бесконечно большой глубине, при начальной температуре разрезов, равной среднегодовой. При этом гранич-

ное условие на поверхности имеет вид уравнения теплового баланса [11]:

$$(1 - A) q_k + q_d + q_r + q_n + q = 0, \quad (1)$$

где q_k, q_d — соответственно плотность потока падающего на земную поверхность коротковолнового излучения и радиационный баланс длинноволнового излучения, Вт/м²; q_r, q_n — плотности потоков тепла соответственно затрачиваемых поверхностью на турбулентный обмен с атмосферой и на испарение; q — плотность потока тепла на земной поверхности, Вт/м²; A — альбеда поверхности.

Как видно из (1), существенную роль в формировании температурного поля гелиотермозоны играет альбеда ее поверхности. Вариации этой характеристики на площади месторождения приводят к неравномерному поглощению поверхностью солнечного излучения, а следовательно, к неравномерному прогреву верхней части гелиотермозоны и появлению как положительных, так и отрицательных температурных аномалий [10].

В качестве граничного условия на поверхности разрезов примем выражение вида

$$q = q_0 \sin(\omega\tau), \quad (2)$$

где q_0 — амплитуда годовых колебаний плотности потока тепла на поверхности; ω — угловая скорость годовых колебаний компонентов теплового баланса.

Выражение (2) является граничным условием второго рода и допустимо в тех случаях, когда не требуется изучение влияния каждого элемента теплового баланса на температурное поле разреза [11].

Тогда для однородного разреза отклонение температуры от среднегодовой выразится [3]:

$$t(\tau, H) = \frac{q_0}{p_1 \sqrt{\omega}} e^{-H\gamma_1} \sin\left(\omega\tau - \frac{\pi}{4} - H\gamma_1\right), \quad (3)$$

где $p_1 = \sqrt{\lambda_1 \cdot c_1 \cdot \rho_1}$ — тепловая инерция пород, Дж/(м²·с^{1/2}·К), $\gamma_1 = \sqrt{\omega/2a_1}$ — коэффициент затухания температурной волны, м⁻¹, a_1 — коэффициент теплопроводности пород, м²/с.

Для двухслойного разреза отклонение температуры от среднегодовой

$t_1(\tau, H)$ в верхнем слое может быть представлено в виде

$$t_1(\tau, H) = t(\tau, H) + \Delta t_1(\tau, H), \quad (4)$$

где $t(\tau, H)$ — отклонение температуры от среднегодовой в однородной толще, характеризующейся λ_1, c_1, ρ_1 (идеальное температурное поле, по Н. А. Огильви); $\Delta t_1(\tau, H)$ — температурная аномалия, которая возникает под воздействием внешних переменных источников тепла при наличии на глубине h второго слоя, характеризующегося λ_2, c_2, ρ_2 (аномальное температурное поле):

$$\Delta t_1(\tau, H) = \frac{q_0}{p_1 \sqrt{\omega}} \left[e^{-H\gamma_1} \sum_{k=1}^{\infty} R^k e^{-2kh\gamma_1} \times \right. \\ \left. \times \sin(\varphi - 2kh\gamma_1) + e^{H\gamma_1} \sum_{k=1}^{\infty} R^k e^{-2kh\gamma_1} \sin(\psi - 2kh\gamma_1) \right],$$

где $R = 1 - \sigma / (1 + \sigma)$; $\sigma = p_2 / p_1$; $p_2 = \sqrt{\lambda_2 \cdot c_2 \cdot \rho_2}$ — тепловая инерция второго слоя; $\varphi = \omega\tau - \frac{\pi}{4} - H\gamma_1$; $\psi = \omega\tau - \frac{\pi}{4} + H\gamma_1$.

Отклонение температуры от среднегодовой $t_2(\tau, H)$ во втором слое (рудном теле) может быть представлено в виде

$$t_2(\tau, H) = \frac{2q_0}{(p_1 - p_2) \sqrt{\omega}} e^{-(H-h)\gamma_2} \times \\ \times \left\{ \sum_{k=0}^{\infty} R^{k+1} e^{-(2k+1)h\gamma_1} \sin[\varphi_1 - (2k+1)h\gamma_1] \right\}, \quad (5)$$

где $\varphi_1 = \omega\tau - \frac{\pi}{4} - (H-h)\gamma_2$; $\gamma_2 = \sqrt{\frac{\omega}{2a_2}}$ — коэффициент затухания температурной волны во втором слое, м⁻¹; a_2 — коэффициент теплопроводности второго слоя, м²/с.

Для удобства расчетов выражения (4) и (5) представим в замкнутом виде:

$$t_1(\tau, H) = \frac{q_0}{p_1 \sqrt{\omega}} e^{-H\gamma_1} \left\{ \sin \varphi + \frac{M(\cos b - M) \sin \varphi - M \cos \varphi \cdot \sin b + e^{2H\gamma_1} [M(\cos b - M) \sin \psi - M \cos \psi \cdot \sin b]}{1 - 2M \cos b + M^2} \right\}, \quad (6)$$

где $M = Re^{-b}$; $b = 2h\gamma_1$.

* Минус перед плотностью потока тепла означает, что он направлен в сторону, противоположную оси глубин H .

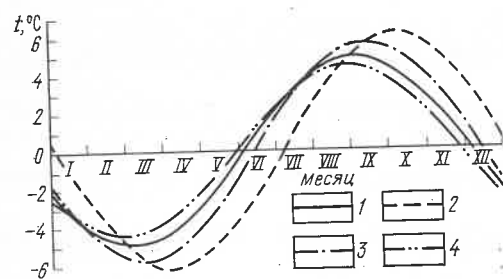
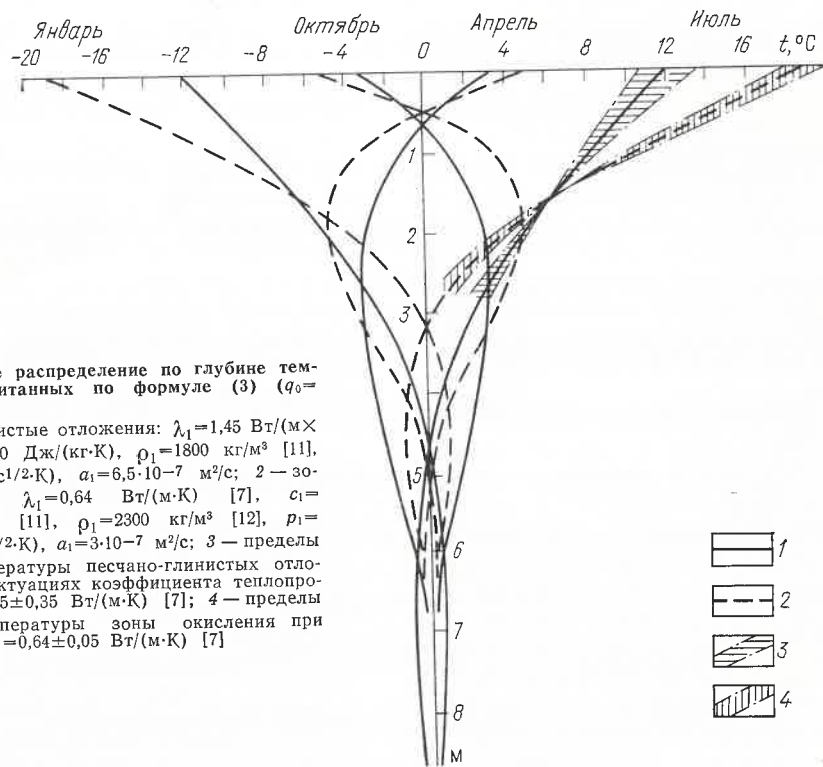


Рис. 1. Кривые отклонения температуры от среднегодовой на глубине 2 м ($q_0 = 10 \text{ Вт/м}^2$)
1 — гранит (однородная толща): $\rho = 2500 \text{ Дж/(м}^2 \times \text{с}^{1/2} \cdot \text{К)}$, $a_1 = 1 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$; 2 — зона окисления (однородная толща): $\rho_1 = 1150 \text{ Дж/(м}^2 \cdot \text{с}^{1/2} \cdot \text{К)}$, $a_1 = 3 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$; 3 — двухслойный разрез: верхний слой — гранит $\rho_1 = 2500 \text{ Дж/(м}^2 \cdot \text{с}^{1/2} \cdot \text{К)}$, $a_1 = 1 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, нижний — зона окисления $\rho_2 = 1150 \text{ Дж/(м}^2 \cdot \text{с}^{1/2} \cdot \text{К)}$, $h = 3 \text{ м}$; 4 — двухслойный разрез: верхний слой — гранит $\rho_1 = 2500 \text{ Дж/(м}^2 \cdot \text{с}^{1/2} \cdot \text{К)}$, $a_1 = 1 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, нижний — серый колчедан $\rho_2 = 4100 \text{ Дж/(м}^2 \cdot \text{с}^{1/2} \cdot \text{К)}$, $h = 3 \text{ м}$

$$t_2(\tau, H) = \frac{q_0}{\rho_2 \sqrt{\omega}} (1-R) e^{-\left(d + \frac{b}{2}\right)} \times \left[\frac{(1-M^2) \sin \beta - M \sin(\beta + b)}{1 - 2M \cos b + M^2} \right], \quad (7)$$

где $d = (H - h) \gamma_2$; $\beta = \omega \tau - \frac{\pi}{4} - d - \frac{b}{2}$.

Рис. 2. Сезонное распределение по глубине температур, рассчитанных по формуле (3) ($q_0 = 10 \text{ Вт/м}^2$)
1 — песчано-глинистые отложения: $\lambda_1 = 1,45 \text{ Вт/(м} \times \text{К)}$ [7], $c_1 = 1240 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)}$, $\rho_1 = 1800 \text{ кг/м}^3$ [11], $\rho_1 = 1800 \text{ Дж/(м}^2 \cdot \text{с}^{1/2} \cdot \text{К)}$, $a_1 = 6,5 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$; 2 — зона окисления: $\lambda_1 = 0,64 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$ [7], $c_1 = 921 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)}$ [11], $\rho_1 = 2300 \text{ кг/м}^3$ [12], $\rho_1 = 1150 \text{ Дж/(м}^2 \cdot \text{с}^{1/2} \cdot \text{К)}$, $a_1 = 3 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$; 3 — пределы изменения температуры песчано-глинистых отложений при флюктуациях коэффициента теплопроводности $\lambda_1 = 1,45 \pm 0,35 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$ [7]; 4 — пределы изменения температуры зоны окисления при флюктуациях $\lambda_1 = 0,64 \pm 0,05 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$ [7]



Анализ выражения (3) показывает, что при наличии в пределах месторождения выходов на поверхность однородных толщ различного литологического состава, различающихся по термическим свойствам, следует ожидать различной степени нагрева этих толщ под действием внешних источников тепла. Так, в конце лета и осенью положительными температурными аномалиями, достигающими нескольких градусов на глубине 2 м, должны отмечаться породы с низкой тепловой инерцией, в холодное время года наблюдается обратная картина (рис. 1). Фаза кривых изменения температуры на глубине измерений зависит от коэффициента температуропроводности и глубины залегания второго слоя (3).

На рис. 2 показано сезонное распределение температуры по глубине, рассчитанное с помощью выражения (3) для однородных песчано-глинистых отложений и зоны окисления, выходящей на поверхность месторождения Катех. В летнее время года на глубине 1 м на фоне песчано-глинистых отложений в зоне окисления должна наблюдаться положительная

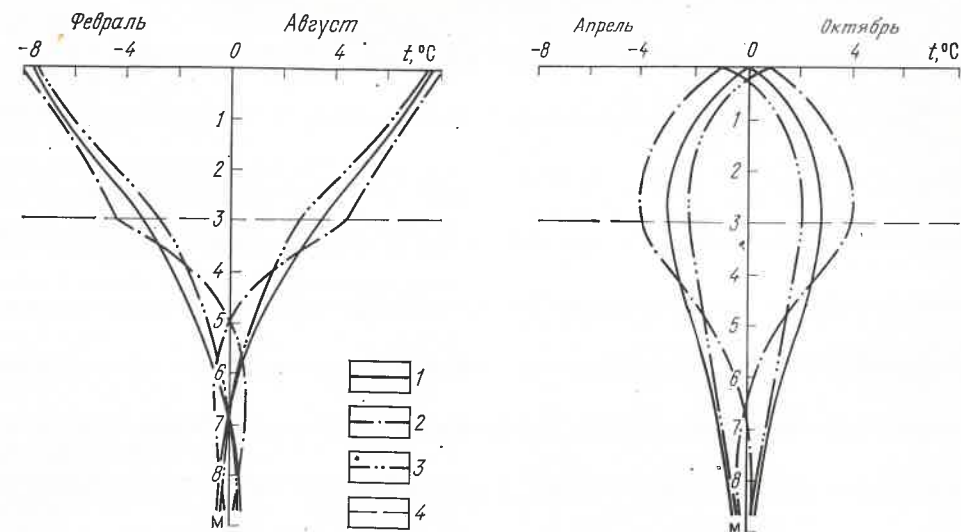


Рис. 3. Сезонное распределение по глубине температур, рассчитанных по формулам (6), (7) ($q_0 = 10 \text{ Вт/м}^2$)
1 — гранит (однородная толща): $\rho_1 = 2500 \text{ Дж/(м}^2 \times \text{с}^{1/2} \cdot \text{К)}$, $a_1 = 1 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ [11], 2 — двухслойный разрез: верхний слой — гранит $\rho_1 = 2500 \text{ Дж/(м}^2 \cdot \text{с}^{1/2} \cdot \text{К)}$, $a_1 = 1 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, нижний — зона окисления $\rho_2 = 1150 \text{ Дж/(м}^2 \cdot \text{с}^{1/2} \cdot \text{К)}$, $a_2 = 3 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$; 3 — двухслойный разрез: верхний слой — гранит $\rho_1 = 2500 \text{ Дж/(м}^2 \cdot \text{с}^{1/2} \cdot \text{К)}$, $a_1 = 1 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, нижний — серый колчедан $\rho_2 = 4100 \text{ Дж/(м}^2 \cdot \text{с}^{1/2} \cdot \text{К)}$, $a_2 = 1 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ [11]; $h = 3 \text{ м}$; 4 — граница слоев

температурная аномалия, амплитуда которой может достигать первых градусов. С уменьшением глубины измерений эта аномалия должна увеличиваться (что и наблюдается на месторождении Катех), а при возрастании глубины до 2 м и более — изменить знак. При проведении измерений на глубине 1 м в зимне-весеннее время в пределах зоны окисления на фоне окружающих пород следует ожидать появления отрицательной аномалии, достигающей первых градусов.

Анализ выражений (4) и (5) показывает, что над залегающими в верхней части гелиотермозоны слепыми рудными телами с аномальными термическими свойствами под действием солнечного нагрева появляется переменная во времени температурная аномалия, амплитуда, знак и фаза которой зависят от глубины залегания и термических свойств перекрывающих пород и рудного тела. Знак температурной аномалии $\Delta t_1(\tau, H)$ определяется соотношением термических свойств рудного тела и вмещающих пород σ . Если термические свойства рудного тела выше, то над ним в летнее время появится отрицательная температурная аномалия, а в зимнее — положительная (см. рис. 1).

Если термические свойства руд ниже, чем вмещающих пород, то над рудным телом в летнее время года зафиксируется положительная аномалия.

На рис. 3 показаны рассчитанные с помощью выражений (6), (7) сезонные распределения t_1 и t_2 по глубине. Как следует и из формул (4), (5), в летнее и зимнее время по мере приближения к верхней кромке рудного тела аномалия Δt_1 увеличивается. В рудном теле с возрастанием глубины аномалия уменьшается и даже меняет знак относительно окружающих пород.

Как видно из выражений (3), (4), годовые температурные колебания в однородных и двухслойных разрезах должны отличаться по фазе. Если термические свойства слепого рудного тела выше, чем вмещающих пород, то температурные колебания в перекрывающих породах опережают таковые в окружающей однородной толще; при обратном соотношении термических свойств руды и вмещающих пород процессы нагрева и остывания перекрывающих пород будут запаздывать (см. рис. 1).

Таким образом, рудные тела, имеющие контрастные термические свойства, должны фиксироваться анома-

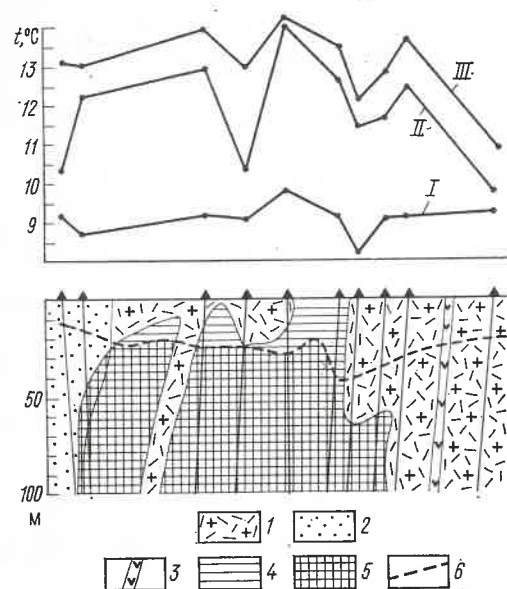


Рис. 4. Схематический геологический разрез месторождения Каскырказган (по Ю. С. Шереметьеву) и результаты температурных измерений
I — 13.06.81, II — 30.06.81, III — 30.07.81; 1 — граниты лейкократовые резкопорфировидные, 2 — песчаники ороговикованные, 3 — дайки диоритовых порфиров, 4 — зона окисления рудного тела, 5 — рудное тело, 6 — нижняя граница зоны окисления

лиями переменного температурного поля, вызванными годовыми (а также многолетними, вековыми и более длительными) изменениями составляющих теплового баланса. Амплитуда, фаза и знак этих аномалий зависят от соотношения термических свойств пород верхней части геологического разреза и от глубины залегания рудного тела.

Результаты теоретических исследований проверялись на месторождении Каскырказган в связи с изучением возможности применения ТАС при поисках медно-молибденовых месторождений в Северном Прибалхашье. Оруденение приурочено здесь к интрузии гранит-порфиров и представлено прожилками и вкрапленностью сульфидов в массе измененных гранит-порфиров, ксенолитах микродиоритов, кварцевых диоритов, а также в прожилках кварца и участках грейзенизации и калишпатизации гранитов. Руда медно-молибденовая и подразделяется на окисленную и первичную сульфидную части. Окисленная часть прослеживается на глубине 20 м, редко до 45 м. Главные рудные минералы здесь — малахит, азурит, хризоколла, куприт,

гётит, гидрогётит. Зона вторичного обогащения отсутствует. Главными рудными минералами первичных сульфидных руд являются халькопирит, пирит, молибденит.

Измерения проводились электрическим термометром сопротивления на глубине 2 м в начале и конце июня и в июле 1981 г. Разрешающая способность прибора 0,05 °C. Стандартная ошибка измерений, рассчитанная по результатам независимых повторных замеров, $\delta\sigma = \pm 0,1$ °C. Существенной конструктивной особенностью прибора является пневматический прижим термистора к стенке скважины. Это обеспечивает не только фиксацию и надежный контакт термистора со стенками скважин, диаметр которых может меняться в широких пределах, но и устраняет конвективный и турбулентный перенос тепла в скважине, чем достигаются высокая точность и стабильность измерений. Время выдержки зондов в скважинах перед измерениями, определенное экспериментально, составляло 2 ч.

Результаты измерений температуры, выполненных на глубине 2 м на месторождении Каскырказган, представлены на рис. 4. В начале лета только в центральной части месторождения наблюдаются незначительные температурные аномалии (как положительные, так и отрицательные), амплитуда которых не превышает 1 °C. По мере прогрева верхней части разреза в конце июня над всем рудным телом появляется положительная температурная аномалия, достигающая 3 °C, которая может быть связана с околорудными изменениями термических свойств вмещающих пород. В центральной части рудного тела, где зона окисления выходит на поверхность (скв. 5 и 6), наблюдается резкое увеличение температурной аномалии — более чем на 3,5 °C. Как следует из рис. 1, в июне на глубине 2 м для однородных толщ должна наблюдаться высокая скорость изменения их температуры.

Измерения 30 июля показали, что сохранилась положительная температурная аномалия над всем рудным телом, хотя скорость изменения температуры на глубине 2 м в этот период ниже, чем в июне. Необходимо отметить уменьшение положительной тем-

пературной аномалии в районе зоны окисления, выходящей на поверхность, а также нелинейность изменения температурных аномалий в период с 13 по 30 июня и с 30 июня по 30 июля. Это может быть связано с фазовыми различиями годовых температурных колебаний на отдельных участках профиля.

Таким образом, закономерные изменения амплитуд температурных аномалий во времени (месторождение Каскырказган) и по глубине (Катех) свидетельствуют об их тесной генетической связи с внешними переменными источниками тепла.

По результатам теоретических и экспериментальных исследований температурного поля верхней части гелиотермозоны, в пределах которой залегают рудные тела, сформулируем основные выводы.

1. В формировании температурных аномалий над зонами окисления сульфидных руд весьма значительна роль внешних источников тепла.

2. Как над зонами окисления сульфидных руд, так и над различными породами и минеральными типами металлических и неметаллических месторождений, которые различаются контрастными термическими свойствами, следует ожидать наличие аномалий переменного температурного поля, связанных с внешними источниками тепла. Это значительно расширяет возможности применения ТАС и ПГС при геологическом картировании и поисковых работах.

3. Разработку методики и теории геологической интерпретации резуль-

татов ТАС и ПГС для целей поисков месторождений полезных ископаемых необходимо проводить с учетом закономерностей формирования переменного температурного поля гелиотермозоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геотермические поиски полезных ископаемых/В. И. Лялько, М. М. Митник, Л. Д. Вульфсон, З. М. Шпортюк. Киев, Наукова думка, 1979.
2. Кутателадзе С. С., Боришанский В. М. Справочник по теплопередаче. Л.—М., Госэнергоиздат, 1959.
3. Лыков А. В. Теория теплопроводности. М., Высшая школа, 1967.
4. Огильви Н. А. Вопросы теории геотемпературных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, т. 1. М., 1959, с. 53—85.
5. Сафронов Н. И. Термометрический метод поисков сульфидных залежей. М.—Л., ОНТИ. 1936.
6. Справочник геофизика. Т. 1. Под ред. Н. Б. Дортман. М., Недра, 1976.
7. Справочник геофизика. Т. 5. Под ред. Е. А. Мудрецов. М., Недра, 1968.
8. Тепловое поле месторождения Акчатау (Центральный Казахстан)/М. Д. Хуторской, Е. М. Марголин, А. В. Муравьев, А. М. Шильников. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1982, № 8, с. 143—149.
9. Тепловой эффект и скорость окисления сульфидов на месторождении Катех (Южный склон Большого Кавказа)/В. П. Зверев, В. А. Дольников, М. Д. Хуторской, Р. А. Фотогдинов. — Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 4, с. 960—962.
10. Фролов Н. М. Гидрогеотермия. М., Недра, 1976.
11. Чудновский А. Ф. Теплофизика почв. М., Наука, 1976.



XXVII СЕССИЯ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА

УДК 55 : 061.4(047.6)

Г. С. АЛЕКСАНДРОВ (Мингео СССР),

С. Х. АЙЗЕНФЕЛЬД (Зарубежгеология)

Международные выставки „Геоэкспо—84“ и „Геокарта—84“

XXVII сессия МГК — знаменательное событие в жизни советских геологов. В рамках конгресса в Москве в павильонах выставочного комплекса «Красная Пресня» с 3 по 12 августа 1984 г. будут проведены международные выставки «Геоэкспо—84» и «Геокарта—84».

Советские и иностранные специалисты смогут посетить разделы: «Достижения советской геологии», «Геологоразведочное оборудование и аппаратура иностранных фирм» («Геоэкспо—84»), «Карты и книги геологического содержания» («Геокарта—84»).

Наша страна, будучи организатором международных выставок «Геоэкспо—84» и «Геокарта—84», является и ее крупнейшим участником.

В экспозиции выставки «Достижения советской геологии» Министерством геологии СССР, а также смежными министерствами и ведомствами на площади 5846 м² будет представлено свыше 400 образцов геологоразведочного оборудования и тематических стендов. Цель выставки — показать успехи Советского Союза в области геологической науки, поисков, разведки и оценки минеральных ресурсов. На выставке будут демонстрироваться главным образом новейшие образцы буровой и горнопроходческой техники, а также геофизические приборы и инструмент, новые эффективные методы исследования минерального сырья в лабораторных и полевых условиях. Особенностью советской экспозиции является показ новых геологических направлений в изучении Земли — аэро-

космической геологии, морской (океанической) геологии; математических методов и электронно-вычислительных машин.

Выставка «Достижения советской геологии» согласно тематико-экспозиционному плану будет состоять из восьми основных разделов: 1) достижения геологической науки; 2) буровое оборудование; 3) геофизические приборы, аппаратура и оборудование; 4) аппаратура, приборы и оборудование для гидрогеологических и инженерно-геологических работ; 5) аппаратура, приборы и оборудование для морских геологоразведочных работ; 6) геодезические, аэрофотосъемочные, фотограмметрические приборы и оборудование; 7) лабораторное оборудование; 8) горно-разведочное и обогащающее оборудование.

Первый раздел выставки посвящен успехам советской геологической науки. На территории СССР за годы Советской власти геологами открыто и разведано свыше 16 000 промышленных месторождений основных видов минерального сырья. По запасам ряда важнейших полезных ископаемых СССР занимает ведущее место в мире (уголь, железные и марганцевые руды, природный газ и др.).

На стендах отражены результаты региональных геологических и геофизических работ, выполненных с целью изучения глубинного строения и геодинамики литосферы, бурения и исследования самой глубокой в мире Кольской сверхглубокой скважины, создания современной геологической

основы прогноза и поисков полезных ископаемых. Показаны геология и металлогения крупных регионов СССР.

Важное место занимают исследования на нефть и газ, особенно в Западной и Восточной Сибири. Карты и схемы, подробные разрезы и блок-диаграммы рассказывают о нефтегазоносности крупнейших регионов страны, о главных месторождениях нефти и газа, условиях распространения и закономерностях формирования залежей углеводородов, методах их прогноза, поисков и оценки, в том числе на больших глубинах и в сложных геологических условиях.

Курс на сокращение доли нефти для получения электрической и тепловой энергии определяет наряду с увеличением добычи природного газа повышение роли угля, горючих сланцев, природных битумов. «Геоэкспо—84» подробно информирует о ходе решения этой важной проблемы. Значительное внимание уделено совершенствованию методов прогноза, поисков и оценки месторождений черных, цветных и редких металлов.

Представлена разработанная методология, методы и технология прогнозирования и количественной оценки прогнозных ресурсов месторождений твердых полезных ископаемых на основе математических методов и автоматизированных систем обработки данных. Будут демонстрироваться методики поисков глубокозалегающих рудных месторождений с помощью комплекса геофизических методов — магниторазведки, гравиразведки, методов переходных процессов, вызванной поляризации и заряда.

В СССР разработана методика системно-целевого подхода к использованию скважинной геофизики для поисков глубокозалегающих (до 1000—2500 м) рудных месторождений, предусматривающая применение ряда новых методов и специально созданной аппаратуры. Разработан минералогический метод оценки эндогенных рудных месторождений.

На стендах будут показаны возможности аэровысотных и космических средств в изучении природных ресурсов нашей страны. Аэрогеофизическими съемками и методами в СССР выявлены многие месторождения и рудо-

проявления черных, цветных и других металлов. В геологических исследованиях широко применяются космические снимки, полученные с искусственных спутников серии «Метеор» и «Космос», пилотируемых космических кораблей «Союз» и орбитальных станций «Салют».

«Геологи — сельскому хозяйству» — под таким девизом на выставке «Геоэкспо—84» помещены картографические и текстовые материалы, посвященные исследованиям, направленным на развитие сырьевой базы для производства минеральных удобрений.

В СССР проблеме охраны природной среды уделяется большое внимание. Экспонаты выставки дают представление о способах уменьшения вредного воздействия на природную среду работ, связанных с использованием месторождений углеводородов, о состоянии контроля за охраной подземных вод от их загрязнения и истощения.

Раздел «Буровое оборудование» является самым представительным. Научно-исследовательскими институтами и КБ разработаны различные комплексы бурового оборудования, специальные насосы, новые конструкции колонковых труб, технические средства для бурения скважин, проведения спуско-подъемных операций, отбора керна и т. д. Будут демонстрироваться современные высокопроизводительные буровые установки различного класса и назначения, в том числе самоходные на гусеничной транспортной базе высокой проходимости, которые оборудованы специальными укрытиями, позволяющими круглогодично работать в любых климатических поясах страны.

На выставке будут представлены различные промысловые насосы с многоступенчатым регулированием количества подаваемой в скважину промывочной жидкости. Будет демонстрироваться комплекс технических средств, позволяющих бурить скважины с непрерывным выносом керна потоком промывочной жидкости до глубины 300 м со скоростью, в 3—5 раз превышающей скорость обычного бурения. Значительное количество скважин глубиной до 2000 м проходятся с использованием снарядов со съемными керноприемниками (диаметром 46, 59

и 76 мм). Посетители смогут ознакомиться с образцами снарядов со съемными керноприемниками ССК-59 и КССК-76.

Для повышения скорости бурения различными типами породоразрушающего инструмента широко используются гидроударные машины, с помощью которых на инструмент передаются ударные импульсы при вращательном бурении скважины (в крепких породах скорость возрастает в 1,5—1,8 раза). В экспозиции займут место гидроударные машины (Г-59 и Г-76) с изменяемой энергией удара.

В разделе «Буровое оборудование» будут широко представлены различные комплексы породоразрушающего инструмента, армированного природными и искусственными алмазами, твердыми сплавами для бурения скважины в породах различной крепости как с отбором керна, так и сплошным забоем, а также системы оптимизации и автоматизации при бурении скважин и управления производством буровых работ.

Посетители международной выставки смогут ознакомиться с экспозицией «Система долговременного хранения керна», которая показывает, как на практике обеспечивается многолетняя сохранность керна, — качественной и достоверной геологической информации, широко используемой в работе геологов.

В экспозициях «Геофизические приборы, аппаратура и оборудование» будет показана новая геофизическая аппаратура и различные приборы для регистрации естественных природных и искусственных физических полей. Ряд невзрывных источников возбуждения упругих колебаний будет представлен современными агрегатами ГСК-III, ГСК-6, СВ-5-150, «Вибролокатор» и др. На стендах будут широко показаны современные методы проведения сейсмических исследований для изучения глубинного строения земной коры в различных геологических условиях.

Большой интерес для посетителей представит экспозиция приборов и оборудования для геофизических исследований в скважинах. Посетители выставки смогут ознакомиться с приборами и аппаратурой для ядерно-

геофизических, акустических, рентгено-радиометрических исследований скважин. Будет представлен ряд геофизических кабелей для исследований в скважинах с различной пропускной и нагрузочной способностью.

Технические средства для гидрогеологических и инженерно-геологических работ, составляющие лишь небольшую часть из всего многообразия приборов, аппаратуры и оборудования, разбиты на три группы. К первой относятся технические средства, предназначенные для измерения уровней подземных вод, расходов воды, температуры, влажности горных пород, определения содержания хлора и др. К этой группе относятся переносные с ручным управлением и полностью автоматизированные приборы. Вторую группу составляют аппаратура и оборудование для опробования водоносных горизонтов и испытания свойств и состояния горных пород в полевых условиях работы. В третьей группе сосредоточено вспомогательное оборудование: водоструйный насос, ликвидационный пакер, грунтоносы и др.

На стендах выставки будут показаны результаты изучения советскими специалистами геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, Арктического бассейна, исследования особенностей морского рудообразования и др., а также образцы различной аппаратуры, приборов, оборудования для ведения морских геологоразведочных работ и целые комплексы технических средств для морских геофизических исследований, для взятия проб морского грунта и т. д., т. е. все, что помогает геологоразведчикам в изучении геологического строения дна Мирового океана.

В разделе «Геодезические, аэрофото-съемочные, фотограмметрические приборы и оборудование» будет представлен ряд приборов для проведения геодезических, аэрофотосъемочных, фотограмметрических работ и приборов, осуществляющих обработку фотоизображения с целью ввода его в ЭВМ; будут демонстрироваться новые методы и аппаратура для минералогических и аналитических исследований в комплексной оценке минерального сырья и охране окружающей среды.

На выставке будет экспонироваться современная лабораторная аналитическая техника, обеспечивающая экономию времени и повышающая надежность исследований.

Посетители выставки с большим интересом смогут ознакомиться с передовой горно-разведочной техникой, используемой при проходке подземных горизонтальных горных выработок, восстающих, шахтных стволов, разведочных шурфов, канав и траншей.

В целом экспонаты советского раздела международной выставки «Геоэкспо—84» свидетельствуют о высоком уровне развития и значительном прогрессе науки и техники в геологической отрасли Советского Союза.

За годы Советской власти геологическая отрасль превратилась в высококооперированную, оснащенную высокопроизводительной буровой и горно-проходческой техникой, разнообразной высокоэффективной геофизической аппаратурой и лабораторным оборудованием.

На выставку «Геологоразведочного оборудования иностранных фирм» по предварительным данным первыми подали заявки на участие 36 фирм из ВНР, ГДР, ЧССР, Австрии, Великобритании, Греции, Италии, Испании, Канады, Нидерландов, США, ФРГ, Финляндии, Франции, Швейцарии, Швеции, Японии.

Научно-техническим центром выставки принято к показу свыше 100 наименований зарубежного геологоразведочного оборудования и аппаратуры.

В советском разделе выставки «Карты и книги геологического содержания» («Геокарта—84») предусматривается показ геологических, тектонических, геофизических, космогеологических, геоморфологических карт, карт полезных ископаемых и четвертичных отложений, атласов, а также многочисленных книг геологического содержания как на русском, так и на иностранных языках. Впервые в мировой практике книгоиздательского дела в Москве издается «Горная энциклопедия» в четырех томах. «Горная энциклопедия» — всеобъемлющее энциклопедическое издание по изучению, освоению и охране недр Земли. Основной акцент — минеральные ресурсы, их комп-

лексное и полное использование. В ней представляется свыше 9000 статей, 60 крупных направлений советской и мировой горно-геологической науки и практики, 3000 иллюстраций основных горных машин, технологических схем, образцов минералов, вулканов, гейзеров и др. Большую информацию содержат 300 цветных карт размещения горной промышленности в республиках СССР и странах мира, основных полезных ископаемых и т. д. Свыше 300 цветных иллюстраций образцов полезных ископаемых, фотографии структур и текстур горных пород и систем разработки. В числе авторов — крупнейшие советские и зарубежные специалисты. Главный редактор издания — министр геологии СССР, лауреат Ленинской премии, доктор технических наук, профессор Е. А. Козловский.

В иностранном разделе выставки «Карты и книги геологического содержания» подтвердили свое участие ведущие геологические организации ВНР, ЧССР, Кубы, КНР, Италии.

В самостоятельной красочной экспозиции будут представлены образцы руд со всех регионов Советского Союза, а также уникальные минералы, образцы цветного и поделочного камня, изделия из цветных камней, искусственно выращенные и разноокрашенные минералы и изделия из этих камней.

В период проведения международных выставок будет организован симпозиум, на котором советские и иностранные специалисты прочтут доклады и лекции, покажут научно-популярные и рекламные кинофильмы.

Международные выставки «Геоэкспо—84» и «Геокарта—84» будут иметь важное значение для пропаганды достижений советской геологии, ее вклада в развитие и укрепление минерально-сырьевой базы народного хозяйства страны, изучения передового зарубежного опыта и его последующего использования в практике геологоразведочных работ, будут способствовать установлению и развитию прочных деловых контактов с иностранными фирмами, специализирующимися на производстве геологоразведочного оборудования, приборов и инструмента.



УДК 55 : 001.1(047.6)

А. Н. ДМИТРИЕВСКИЙ, А. С. КОРЕНЬКОВ (МИНХиГП)

Системный подход в геологии (теоретические и прикладные аспекты)

Первая Всесоюзная научная конференция по проблеме «Системный подход в геологии (теоретические и прикладные аспекты)» состоялась в Москве в мае 1983 г. В ее работе приняли участие более 200 ученых и специалистов от 94 учебных, научно-исследовательских и производственных организаций.

Системный подход в геологии сформировался в СССР за последние 15 лет как принципиально новый способ анализа геологических процессов и образований. Он получил широкое развитие в теории и практике геологических исследований: при поисках и разведке полезных ископаемых, в горном деле, инженерной геологии, гидрогеологии, стратиграфии и др. Этот метод является высокоэффективным инструментом в познании природы геологических объектов, законов их строения и эволюции, в понимании закономерностей размещения различных полезных ископаемых, их рационального использования в народном хозяйстве.

В настоящее время активно разрабатываются методологические основы применения системного подхода в геологии — рациональные средства и методы системных исследований; системы основных понятий с целью их использования при проведении системно-геологических исследований; теоретические основы для решения конкретных геологических задач, а также с целью совершенствования всего геологоразведочного процесса. Эти вопросы и были рассмотрены на пленарных заседаниях и семи секциях конференции, в дискуссиях «за круглым столом».

На пленарных заседаниях было заслушано 14 докладов. В докладе А. Н. Дмитриевского (МИНХиГП им. И. М. Губкина) «Системный подход в геологии: современное состояние, проблемы, перспективы» освещены основные задачи по широкому внедрению системного подхода при проведении фундаментальных прикладных и практических геологических исследований. Показано, что существующие сейчас в геологии три методологические концепции, а именно — естественности геологических систем, номинально-целевых систем и системно-деятельный подход — представляют собой три варианта, три подхода, каждый из кото-

рых отражает способы, задачи и разные стороны познания сложных геологических образований. Сочетание рациональных основ каждой из перечисленных концепций (сочетание, а не смешение) создает объективные предпосылки для адекватного познания изучаемого геологического объекта.

Докладчик считает основными задачами развития системного подхода в геологии следующие: 1) разработка его теоретических и методологических основ для решения вопросов геологоразведочных и поисковых работ; 2) определение особенностей использования моделирования и имитационных построений при проведении системных исследований; 3) разработка системы основных понятий и особенностей их использования при проведении системно-геологических исследований; 4) выявление соотношения объективного и субъективного в системно-геологических исследованиях; 5) определение роли, места и особенностей применения формальных и содержательных методов при использовании системного подхода в геологии.

А. А. Трофимук и Ю. Н. Карогодин (ИГиГ СО АН СССР) в своем докладе подвели итоги и наметили перспективы дальнейших системно-структурных исследований породно-слоевых ассоциаций нефтегазоносных бассейнов. Исходя из положения, что к настоящему времени сформулированы принципы и некоторые следствия системной методологии исследования породных ассоциаций, разработаны правила выделения целостных слоевых систем, в том числе с использованием количественных методов; предложена модель иерархической организации слоевых систем осадочной оболочки Земли.

В докладе А. А. Арбатова (ВНИИСИ ГКНТ и АН СССР) с позиций системного подхода дается определение минеральных ресурсов. Подчеркнуто, что развитие минерально-сырьевого сектора, анализ его взаимодействия со всей экономикой страны требует комплексного, системного подхода. Одним из путей решения этой задачи предлагается создание по каждому из видов минерального сырья специальной сводки, включающей все-стороннюю информацию о залегании сырья,

его запасах, технологии извлечения, экологических, социальных и других аспектах.

Доклад И. С. Комарова (МГРИ) был посвящен применению системного подхода для решения ряда задач инженерной геологии, в частности, для изучения сложного объекта исследований — инженерного сооружения и массива горных пород.

В докладе И. В. Крутя (Институт истории естествознания и техники АН СССР) освещены проблемы системной организации геологического времени. Предложено перейти от общенаучного понимания природного времени к специальному теоретическому его представлению (включая моделирование). Предварительно, по его мнению, необходимо с помощью системно-иерархической таксономии установить связь между различными временами, например, между физическим, геологическим, биологическим. Автор считает, что при всем многообразии каждое из природных времен однонаправленно, и в этом смысле — однородно.

Н. Я. Кунин (Институт физики Земли АН СССР) в своем докладе раскрыл принципы организации системы комплексных геофизических исследований. Комплексирование рассматривается им как совокупность геологических задач в многопризнаковом геонимическом пространстве. Изложены особенности построения системы при разных видах комплексирования.

В докладе А. А. Бакирова, Э. А. Бакирова, Л. П. Мстиславской (МИНХиГП им. И. М. Губкина) рассмотрены особенности системного подхода в прогнозировании нефтегазоносности недр. Сделан вывод, что дальнейшее углубление теоретических основ прогнозирования нефтегазоносности, включая количественную оценку прогнозных ресурсов, с учетом возросших требований промышленности требует широкого внедрения в теорию и практику нефтегазовой геологии системного подхода.

В. Ю. Забродин (ПГО «Дальгеология») осветил системную онтологию и естественные объекты в геологии. Он считает, что проблемы естественности и системной организации объектов геологии отчетливо выражаются в представлениях об иерархии геологического мира. Наиболее разработанный вариант последних — концепция иерархии геологических тел, которая не только исследуется геологами-литологами, но и используется в теоретических построениях и практической деятельности.

В докладе В. К. Епишина («Союзгипровхоз») изложен системно-аксиологический проект новой «экологизированной» геологии, представляющей целенаправленное развитие науки, контролируемое законами развития самой деятельности в сфере геологии, поисков и разведки полезных ископаемых, инженерно-геологических изысканий, охраны и рационального использования ресурсов. Особую роль в проекте играет новый предмет — литомониторинг — системы контроля и управления техногенными изменениями состояния литосферы.

Г. Г. Балаян, Н. И. Комков, С. В. Гвоздев, Л. В. Дауэнгауер (МИНХиГП им. И. М. Губкина) в своем докладе рассматривают науч-

но-технические программы как элемент системного подхода к решению геологических и геотехнических проблем. Делается вывод, что особенностью развития науки и техники на современном этапе является необходимость улучшения крупных составных частей отраслевых и региональных систем, создания нового процесса производства, т. е. качественного скачка, создания новой технологии. Переход к решению комплексных геологических и геотехнических проблем, по мнению авторов, невозможен без применения системного подхода и программно-целевого управления.

Э. Б. Мовшович (ВНИИЗарубежгеология) в своем докладе рассматривает принципы выделения и типизации систем ловушек нефти и газа. Прогнозирование и выявление закономерностей размещения скоплений нефти и газа базируется на постулате о наличии закономерных связей между ловушками. Системный подход, выдвигающий на первый план именно связи, является оптимальным средством решения этой задачи.

В докладе М. В. Раца (ЦНИИпроект) освещены достижения и перспективы применения системного подхода в инженерной геологии. Показано, что такой подход позволил выделить системы, подсистемы и технологические процессы проектно-строительного дела и сформулировать соответствующие задачи оптимизации, дающие начало статистической теории разведки и опробования и методам имитационного моделирования. С последним связываются широкие перспективы развития инженерно-геологической мысли, начиная с общих вопросов методологии и кончая решением конкретных прикладных задач.

Г. П. Щедровицкий (НИИ общей и педагогической психологии АПН СССР) свой доклад посвятил условиям применения системного подхода в сфере геологии и геологической техники. По мнению докладчика, важнейшим и необходимым условием осмысленного и эффективного использования системных представлений в геологии является отказ от натуралистических представлений и переход к принципиально новым способам разложения и представления самой геологической и геотехнической работы, выделение в ней основных планов и форм системной организации мышления геологов. Среди этих форм непременно являются следующие системы: 1) административно-управленческая, коммуникативная и кооперативная организация мыследеятельности в сфере; 2) полипредметная, межпредметная и собственно предметная организация мышления и деятельности; 3) организация и соорганизация знаний — научно-теоретических, практико-методических и т. п.; 4) представление объектов исследования и объектов технического действия (в их отличии от знаний и предметов). Автор считает, что без такого (или подобного ему) разложения и представления геологической и геотехнической мыследеятельности применение системного подхода в сфере геологии невозможно.

В докладе Б. В. Пояркова (Институт географии ДВНЦ АН СССР) с позиций системно-структурного анализа рассмотрен ряд проблем биостратиграфии. Освещены закономерности иерархии биостратиграфических под-

разделений (стратон), предложены принципы установления низких стратон с позиций системно-структурного анализа, среди которых выделяется пять иерархических уровней.

На заседаниях секции «Геологическая теория и системный подход» заслушано 20 докладов, которые посвящены разработке теоретических аспектов системного подхода к выделению и изучению геологических объектов, адекватных исследуемой действительности. Опыт развития геологической теории показал, что наиболее плодотворным путем познания развития геосистемы является обращение к диалектическому единству системно-структурного, функционального и генетического общенаучных методов познания действительности. С системных позиций определены такие основные понятия, как геологическая система, геологические границы, предложена общая теоретическая иерархическая модель строения недр и модель процесса формирования недр. Создание этих моделей позволило поставить вопрос о теоретических основах методики разведки недр, что, в свою очередь, требует формализации с позиций системного подхода фундаментальных понятий разведки. Отмечено, что реализация системного подхода — необходимое условие успешного решения задач теоретического геологического исследования.

На заседаниях секции «Методология системного подхода» заслушано 12 докладов, в которых освещались методологические основы системного подхода к геологическим исследованиям. Отмечена универсальность системной методологии, благодаря чему она рассматривается как современная парадигма всей научно-практической деятельности. Показано, что методология системного познания состоит в моделировании реальности, конкретизирующей в геологии как мысленное конструирование геосистем. Подчеркнуты особенности использования моделирования и имитационных построений при проведении системно-геологических исследований с помощью элементов теоретико-деятельностной методологии. Особое внимание уделено разработке системы основных понятий и их использованию, определению соотношения объективного и субъективного, роли, места и особенностей применения формальных и содержательных методов, проблемам построения и изучения иерархических систем геологических объектов.

На заседаниях секции «Системные исследования в нефтегазовой геологии» заслушано 17 докладов, в которых освещались методологические основы системного подхода к поискам и разведке залежей нефти и газа различных типов, методологии моделирования многопараметрических динамических систем, расчленения и корреляции геофизических разрезов скважин. Показана эффективность системного подхода при поисках и разведке стратиграфических и литологических залежей нефти и газа, при комплексной обработке геолого-геофизических и аэрокосмических данных, обеспечивающей решение нефтегазопоскоковых задач на качественно новом уровне и содействующей значительному расширению перспектив нефтегазоносности изучаемых районов. Уделено большое внимание задачам дальнейших исследований в разработке си-

стемного подхода в прогнозировании нефтегазоносности недр.

На заседаниях секции «Системные исследования в инженерной геологии и гидрогеологии» заслушано 12 докладов, в которых освещены вопросы применения системного и системно-структурного подходов в гидрогеологии, при планировании и проведении инженерно-геологических исследований. Предложены методы познания геомеханических и горнотехнологических объектов как систем, методологические принципы использования системного подхода в региональных инженерно-геологических исследованиях, изучении гидросферы, для интеграции знаний о криогенезе и его геологической роли. Отмечено, что использование системного подхода позволяет обосновывать требования к инженерно-геологическим исследованиям, их объему и особенностям проведения, способствует внедрению методов математики и кибернетики, достижений других наук. Реализация системного подхода позволит создать основу понятийно-терминологической базы инженерной геологии.

На заседаниях секции «Системные исследования в рудной геологии» заслушано 15 докладов, посвященных широкому кругу вопросов применения системного подхода при поисках, разведке и эксплуатации рудных месторождений, разработке системных основ прогнозирования рудных полей и развитию геологоразведочного процесса. Показано, что поиск при использовании комбинированной стратегии — это задача оптимизации на достижение максимального эффекта при фиксированных материальных, технических и трудовых ресурсах. Результаты системного анализа являются основой для построения экономико-математической модели оптимального поискового процесса. Обращено внимание на разработку основ системного подхода при поисках различных ископаемых, комплексировании геологических, геофизических и геохимических методов для эффективного прогнозирования и поиска полиметаллических, медных, железорудных и других месторождений.

На заседаниях секции «Системные исследования в планировании, организации и проведении геологоразведочных работ» заслушано 15 докладов, в которых рассмотрены вопросы системного подхода к управлению минерально-сырьевыми ресурсами, геолого-экономическому планированию геологоразведочных работ в новых районах, организации поисков и разведки полезных ископаемых. Отмечено, что сложность проблемы управления и прогнозирования минерально-сырьевых ресурсов обуславливает необходимость применения системного подхода к ее решению. Актуальной является комплексная постановка вопросов, связанных с унификацией сведений об источниках минерального сырья и с разработкой механизма, обеспечивающего принятие эффективных решений по планированию и прогнозированию рационального использования богатств недр. Освещены проблемы рационального освоения и использования минерально-сырьевых ресурсов, геолого-экономической оценки территорий с точки зрения эффективности проведения геологоразведочных работ, организации и управления отдельными стадиями геологоразведочного процесса.

На заседаниях секции «Систематика в геологии» заслушано 15 докладов. Отмечено, что одна из важнейших методологических задач на современном этапе развития научных исследований и разработок — четкое разграничение работы по систематизации знаний, представлений, предметов и т. п., с одной стороны, и собственно системного анализа природных объектов — с другой. В ряде докладов рассмотрены системные принципы создания различных таксономий (систематики) геологических тел и подчеркнуто, что системный подход позволяет яснее представить и осмыслить область исследования, выявить скрытые закономерности в ней и получить стройные классификации.

Участники конференции, обсудив системные средства и методы, предложили использовать системный подход в геологии при: 1) методологических исследованиях и разработке методологических основ системно-геологических исследований; 2) организации научно-теоретической деятельности; 3) проведении поисково-разведочных работ; 4) в информационной и технологической областях; 5) в управленческой деятельности; 6) в области обра-

зования. Это позволит обеспечить повышение эффективности научно-исследовательской и производственной деятельности; укрепление междисциплинарных связей и методологической организации мыслительности; улучшение экологизации и более рациональное природопользование; дальнейшее развитие методов программно-целевого планирования и управления.

Участники конференции считают необходимым проводить всесоюзные конференции по системному подходу в геологии регулярно — раз в 2—3 года, а в промежутках между ними — постоянно действующий всесоюзный семинар. С целью более широкого внедрения системного подхода в практику геологических исследований рекомендовано разработать программу по системным исследованиям в нефтегазовой, рудной и инженерной геологии, в прикладной геофизике. Принято решение на базе кафедры системно-геологических исследований литосферы МИНХиГП им. И. М. Губкина развивать методологическое обучение студентов, аспирантов, специалистов, педагогических и научных работников.

Вниманию читателей!

Специализированный книжный магазин № 17 «Недра» «Ленкниги» предлагает следующие книги:

1. ПАНЮКОВ П. Н. *Инженерная геология*. Изд. 2-е, перераб. и доп. М., Недра, 1978. Цена 1 руб.
Книга предназначена в качестве учебника для студентов горных специальностей вузов, может быть также использована широким кругом специалистов, занимающихся инженерной геологией.
2. ВАСИЛЬЕВ Л. А., БЕЛЫХ З. П. *Алмазы, их свойства и применение*. М., Недра, 1983. Цена 20 к.
Для широкого круга читателей, интересующихся природными и синтетическими драгоценными камнями. Будет также полезна минералагам и специалистам, занимающимся алмазами.
3. *Методическое руководство по инженерно-геологической съемке масштаба 1:200 000*. М., Недра, 1978. Цена 3 р. 10 к.
Книга рассчитана на геологов, занятых как в области инженерно-геологической съемки, так и специально изучающих отдельные вопросы инженерной геологии.
4. ФЕКЛИЧЕВ В. Г. *Диагностические спектры минералов*. М., Недра, 1977. Цена 1 р. 87 к.

Справочник предназначен для минералогов, геохимиков, петрографов, геологов, занимающихся изучением и диагностикой минералов.

Книги высылаются наложенным платежом.

Заказы следует направлять по адресу:
199178, г. Ленинград, В. О., Средний пр., д. 61

раз
пы
сис
ры
Г
рия
кла
рет
выд
тов
сти
каз
зна
щен
стр
ско
вита
ны
ска
жен
дел
ров
лил
вах
ред
стем
раз
го
реш
иссл
Н.
стем
кото
вы
след
стем
расс
всей
каза
сост
тизи
стру
ности
цион
но-ге
эле
логи
систе
нию,
и су
прим
мето
нера
На
вания
17 д
логи
иска
личн
мног
расчл
разре
систе
страт
нефти
геоло
ных,
ковых
содей
персп
онов.
дальн

Contents

METALS AND NON-METALS

Borodaevskaya M. B., Gorzhevskiy D. I., Konstantinov M. M., Krivtsov A. I., Likhachev A. P., Narseev V. A., Ruchkin G. V., Fogelman N. A.
Principles of the formation classification of non-ferrous and precious metal deposits 3

Vetrennikov V. V., Misans Ya. P.
Precambrian iron ores in the Latvian SSR 12

Kushnir G. I.
Structure and asbestos presence in the Borusskiy ultrabasic massif (West Sayan) 17

Sergeev A. D., Tunin B. M.
A new type of the tungsten mineralization in Zabaykal'e 27

ENERGY RESOURCES

Aliev A. I., Rzaev M. M.
Gas presence at great depths and mud volcanicity beneath the South Caspian Depression 31

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

Polubotko I. V.
Zonal and correlation significance of Late Triassic halobiids 40

Gasarov T. Ab.
Volcanites in the Shakhdagh Ridge of the Minor Caucasus: Jurassic or Paleogene? 51

Tikhov V. N.
On the nature of carbonaceous massifs in the Pechora Basin 57

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Timurziev A. I.
Recent tectonics of the Peschanomyssko-Rakushechnaya Zone 64

Sviridov N. I.
Nature of faulting in the upper part of the Baltic Sea sedimentary mantle . . . 72

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

Chaikin V. G.
Endogenic ore-bearing formations in the active regions of the East European Platform 79

Afanasev V. P., Boris E. I.
Some features governing the formation of old dispersion haloes of kimberlite minerals 92

Maslov V. K.
Bauxite-bearing deposits in the West Pribaikal'e 99

GEOCHEMISTRY

Krutiy V. M., Donets A. I.
Mineralogic geochemical heavy concentrate method for searching concealed lead-and-zinc mineralization 107

GEOPHYSICS

Gorny V. I., Ermolaev-Maslov V. B.
Temperature anomalies over ore bodies 113

27-TH SESSION OF THE INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS

Alexandrov G. S., Aizenfeld S. Kh.
International exhibitions «Geoexpo-84» and «Geokarta-84» 120

NEWS IN BRIEF

Dmitrievskiy A. N., Korenkov A. S.
Systematic approach in geology (theoretical and applied aspects) 124

Вниманию читателей!

Энергоатомиздат в 1984 году выпускает в свет книгу: *Горохов И. М. «Рубидий-стронциевый метод изотопной геохронологии»*. Ориентировочная цена 2 р. 20 к.

Книга посвящена одному из наиболее широко применяемых методов определения возраста горных пород и минералов — рубидий-стронциевому. Рассмотрены основы метода, аналитическая методика определения рубидия и стронция в геологических материалах, математический аппарат, используемый для вычисления возраста. Большое внимание уделено проблемам интерпретации рубидий-стронциевых данных для вулканогенных, плутонических, осадочных и метаморфических пород. Даны практические рекомендации по применению рубидий-стронциевого метода в геохронологических исследованиях.

Книга предназначена для геологов, геохимиков, геохронологов и других специалистов, интересующихся вопросами определения абсолютного возраста горных пород.

Вниманию читателей!

На торгово-сбытовой базе «Геолкнига» имеются следующие книги:

1. ГЕОЛОГИЯ СССР, т. 4. Центр европейской части СССР. Геологическое описание. Ред. И. Н. Леоненко. М., Недра, 1971. Цена 8 р. 05 к.
2. ГЕОЛОГИЯ СССР, т. 11. Поволжье и Прикамье, ч. I. Геологическое описание. Ред. К. Р. Чепиков. М., Недра, 1967. Цена 2 р. 94 к.
3. ГЕОЛОГИЯ СССР, т. 11, кн. 3. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская обл., ч. II. Полезные ископаемые. Ред. К. К. Золов. М., Недра, 1973. Цена 6 р. 78 к.
4. ГЕОЛОГИЯ СССР, т. 14, кн. 1. Западная Сибирь (Кемеровская, Новосибирская, Омская, Томская обл., Алтайский край). Полезные ископаемые. Ред. В. А. Кузнецова. М., Недра, 1982. Цена 4 р. 90 к.
5. ГЕОЛОГИЯ СССР, т. 14, кн. 2. Западная Сибирь (Кемеровская, Новосибирская, Омская, Томская обл., Алтайский край). Полезные ископаемые. Ред. В. А. Кузнецова. М., Недра, 1982. Цена 3 р. 20 к.
6. ГЕОЛОГИЯ СССР, т. 23. Узбекская ССР. Полезные ископаемые. Ред. Х. Т. Туляганов. М., Недра, 1983. Цена 3 р. 60 к.
7. ГЕОЛОГИЯ СССР, т. 33. Остров Сахалин. Полезные ископаемые. Ред. В. Н. Верещагин. М., Недра, 1974. Цена 2 р. 64 к.
8. ГЕОЛОГИЯ СССР, т. 44. Западно-Сибирская низменность, ч. I. Геологическое описание. Ред. Н. Н. Ростовцев. Л., Недра, 1964. Цена 3 р. 54 к.
9. Автоматизированные фактографические информационно-поисковые системы в геологии. Информационное обеспечение металлогенического прогноза. Ред. А. Н. Олейников, С. А. Топорев. Л., ВСЕГЕИ, 1980. Цена 1 р. 10 к.
10. Библиографический указатель отечественной и зарубежной литературы по шахтной и рудничной геофизике. Сост. О. К. Владимиров. М., НПО «Рудгеофизика», 1980. Цена 1 р. 80 к.
11. Геология и палеогеография западного склона Урала. Ред. А. А. Кухаренко. М., Недра, 1977. Цена 2 р. 90 к.
12. ГОЛОВЕНОК В. К. Высокоглиноземные формации докембрия. Л., Недра, 1977. Цена 2 р. 60 к.
13. МДИВНИШВИЛИ О. М. Кристаллохимические основы регулирования свойств природных сорбентов. Тбилиси, КИМС, 1983. Цена 1 р. 85 к.
14. Справочник норм времени на лабораторные исследования полезных ископаемых и горных пород, ч. 1. Химические, спектральные, пробирные, спектрофотометрические методы анализа. 1978. Цена 72 к.
15. Справочник норм времени на лабораторные исследования полезных ископаемых и горных пород, ч. 2. Испытания нерудных полезных ископаемых, инженерно-геологические исследования грунтов определения физических свойств образцов полезных ископаемых и горных пород для интерпретации геофизических полей. 1978. Цена 37 к.
16. Справочник норм времени на лабораторные исследования полезных ископаемых и горных пород, ч. 3. Изготовление шлифов и минералогические исследования. 1978. Цена 55 к.
17. Справочник норм времени на лабораторные исследования полезных ископаемых и горных пород, ч. 4. Палеонтологические исследования. 1978. Цена 51 к.
18. Стратиграфический кодекс СССР. ВСЕГЕИ, 1977. Цена 53 к.
19. ХИСАМУТДИНОВ М. Г. Металлогения и полиметаллические месторождения рудного Алтая. М., Недра, 1978. Цена 2 р. 20 к.
20. ШАБЫНИН Л. И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М., Недра, 1974. Цена 2 р. 84 к.
21. ШАФРАНОВСКИЙ И. И. Очерки по минералогической кристаллографии. Л., Недра, 1974. Цена 1 р. 07 к.
22. ШАЦОВ А. Н. Гаммаметрия морского дна при поисках полезных ископаемых. М., Недра, 1977. Цена 60 к.
23. ШЕСТАКОВ В. М., ПАШКОВСКИЙ И. С., СОЙФЕР А. М. Гидрогеологические исследования на орошаемых территориях. М., Недра, 1982. Цена 2 р. 70 к.
24. ШИНКАРЕВ Н. Ф., ИВАНИКОВ В. В. Физико-химическая петрология изверженных пород. М., Недра, 1983. Цена 1 р. 60 к.
25. ШЕГЛОВ Д. А. Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1980. Цена 4 р. 90 к.
26. ЮЗЕФОВИЧ А. П., ОГОРОВОДА Л. В. Гравиметрия. Учебник для вузов. М., Недра, 1980. Цена 95 к.
27. ЮШКО-ЗАХАРОВА О. Е. Геохимия, минералогия и методы определения элементов группы платины. М., Недра, 1970. Цена 75 к.
28. ЮШКО С. А. Минералогия свинцово-цинковых стратиформных месторождений Южного Казахстана. М., Недра, 1969. Цена 1 р.

Заявки на интересующие Вас книги следует направлять по адресу: 101000, г. Москва, Кривоколенный пер., 10, «Геолкнига»

Цена 1р.60к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1984, № 6, 1-128