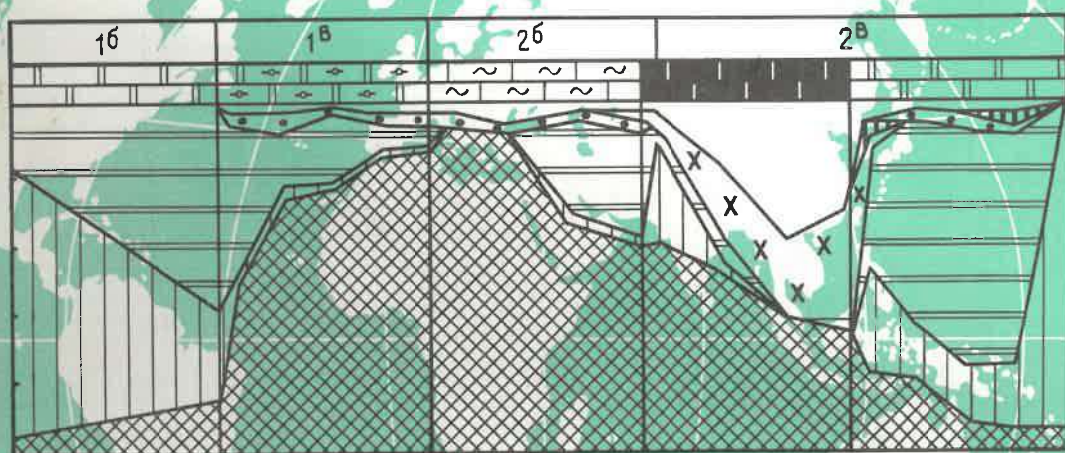


Советская геология



6/1992

ГЕОБЛОКИ, ТЕРРЕЙНЫ И ТЕКТОНИКА ПЛИТ
ЗЕМНАЯ КОРА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА
УГЛЕВОДОРОДНЫЕ СКОПЛЕНИЯ В ПОДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
РУДЫ И ФАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИССИСИПСКОГО ТИПА

ДОРОГИЕ ЧИТАТЕЛИ, ПОДПИСЧИКИ, АВТОРЫ!

Наш журнал в дальнейшем будет выходить в свет под названием «ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ».

Учредители, редколлегия и редакция журнала объявляют подписку на 1993 год. Расчетная стоимость одного номера журнала 5 руб., годовой подписки — 60 руб. Подписка на 1993 г. производится **ТОЛЬКО ЧЕРЕЗ РЕДАКЦИЮ ЖУРНАЛА**. Оплату подписки просим переводить **НА СЧЕТ ЦНИГРИ В КОММЕРЧЕСКОМ ИНТЕРПРОГРЕССБАНКЕ г. МОСКВЫ, Р/С 208620 МФО 201508** (для организаций) или высылать переводом по адресу редакции:

113545, г. МОСКВА, ВАРШАВСКОЕ ШОССЕ, 129Б, ЦНИГРИ, РЕДАКЦИЯ ЖУРНАЛА «ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ».
ТЕЛ. 315-28-47.

Адрес подписчика необходимо указать четко и разборчиво, со всеми реквизитами.

DEAR READERS AND SUBSCRIBERS!

From 1993 on, the "SOVETSKAYA GEOLOGIA" journal will be issued under the name of "OTECHESTVENNAYA GEOLOGIA" with same periodicity of 12 issues per annum continuing its traditions since 1933 and developing new trends. In 1992 the journal was supplied to 33 countries. Many papers from this journal were translated and regularly published in "International geology review". The sponsors of this journal invite foreign geologists and geological communities to join those who are already kept informed about geological ideas, geological news and receive information on mineral resources of Russia and other CIS countries on a regular basis. In 1993 this journal intends to increase the number of publications by foreign authors.

Sponsors of Otechestvennaya geologia: Committee on Geology and Use of the RF Interior; Russian Geological Society; Geolbank; Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals (TSNIGRI)

In contrast to recent years, the subscription for 1993 will be made **ONLY THROUGH THE EDITORIAL BOARD**.

Subscription rate 187 \$/year has not been changed.

Please, confirm your subscription for 1993 to the new address of the Editorial Board.

We will inform you further concerning the subscription order.

**OUR ADDRESS: EDITORS OTECHESTVENNAYA GEOLOGIA,
VARSHAVSKOE SH., 129 B 113545 MOSCOW, RF; PHONE: (095)
315-28-47 FAX: (095) 315-27-01.**

Советская геология

Ежемесячный научный журнал

6/1992

Основан в марте 1933 года

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. КРИВЦОВ

Ю. И. Бакулин, Г. Р. Бекжанов, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, Е. Н. Исаев, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Л. И. Красный, Н. В. Межеловский, В. А. Нарсеев, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), В. А. Петров, Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, В. С. Сурков, К. И. Сычев, В. П. Федорчук, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. Я. Ярмолук



МОСКВА «НЕДРА»

Содержание

МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ	Иванова А. М., Суздальский О. В.	
Тарноградский В. Д., Каплянская Ф. А.	Россыпная минерализация шельфовых об-	
Глобальные изменения прошлого 3	ластей Мирового океана 61	
ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ	МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ	
Старобинец И. С.	Довжиков Н. А.	
Особенности формирования углеводород-	Ультраосновные включения из щелочно-	
ных скоплений в надсолевых отложениях 12	ультраосновных даек Среднего Тимана 64	
Петренко В. И., Петренко Н. В.	Адмакин Л. А.	
Ресурсы нетрадиционных полезных иско-	Типы вулканических стекол бадинской вул-	
паемых газовых и газоконденсатных мес-	кано-плутонической ассоциации 68	
торождений 18		
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ	ГЕОХИМИЯ	
Рудакова Г. В.	Егоров Н. Н., Попов В. Г.	
Морфометические особенности жил Дара-	Гелиевые исследования при Кайраккум-	
сунского золоторудного месторождения 22	ском землетрясении 74	
Васильев В. Г.	ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ	
Зависимость состава руд от типа фаций	Власов Г. М.	
в месторождениях миссисипского типа 27	К вопросу о «господстве» тектоники плит	
РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА	за рубежом 80	
Хаин В. Е.	Белов А. П., Спивак Т. Ю.	
Глубинные разломы, геоблоки, террейны	Применение методов многомерной мате-	
и тектоника плит 34	матической статистики при районировании 86	
Капица А. А.	КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ	
О ларамийском диастрофизме в Японско-	Лепин В. С., Губанов С. К.	
Сахалинском регионе 41	Геохронологические исследования гидро-	
МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ	термально-метасоматических процессов в	
Граммберг И. С., Волк В. Э., Верба В. В.,	Байкало-Патомском нагорье 91	
Губернов А. П., Киселев Ю. Г.	Гасанов Т. Аб.	
Глубинное строение земной коры Северного	Глыбы нуммулитовых известняков в офио-	
Ледовитого океана 47	литовом поясе Малого Кавказа 95	
Лопатин Б. Г., Мусатов Е. Е.		
Сейсмостратиграфия неоген-четвертичных	80-летие Георгия Михайловича Власова	
отложений Баренцево-Карского шельфа 56		

Художественный редактор Е. А. Карпенко
Технический редактор С. Г. Веселкина
Корректор И. Н. Таранева

Сдано в набор 24.04.92. Подписано в печать 01.06.92. Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная № 2. Печать офсетная. Усл. печ. л. 8,4. Усл. кр.-отт. 8,92. Уч.изд. л. 10,94. Тираж 1650 экз. Заказ № 189. Цена 1 р. 60 к.

Адрес редакции: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 1296
Телефон 315-28-47
Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72

Глобальные изменения прошлого

В. Д. ТАРНОГРАДСКИЙ, Ф. А. КАПЛЯНСКАЯ (ВСЕГЕИ)

В условиях наступающего экологического кризиса перед человечеством возникла необходимость понять, какие изменения происходят со средой его обитания и чего можно ожидать в будущем. Опустынивание крупных регионов, изменение уровня грунтовых вод, накопление в атмосфере углекислого газа и метана, создающих парниковый эффект, повышение уровня океана и другие вызывающие тревогу процессы глобального масштаба стали в последнее время объектами научных исследований. Определить причины и скорость, выяснить механизмы и действующие обратные связи этих процессов, а также оценить роль антропогенного фактора призвана научная Международная геосферно-биосферная программа (МГБП) «Глобальные изменения» [13].

Она предусматривает проведение в течение десятилетия широкого круга междисциплинарных исследований, конечной задачей которых является создание средств предсказания будущих изменений в глобальной системе жизнеобеспечения человечества. В МГБП входит ряд ключевых проектов (подпрограмм), и их число, очевидно, будет увеличиваться (рис. 1). Кроме того, МГБП предусматривает сбор данных и создание информационной системы, а также организацию сети региональных исследовательских центров, особенно в развивающихся странах.

Один из проектов — Глобальные изменения прошлого (ГИП) — имеет цель достичь более полного понимания взаимосвязей между атмосферой, гидросферой, литосферой и биосферой в системе Земли, оценить амплитуду и скорости прошлых естественных изменений среды, научиться отличать природные изменения от вызванных человеком и, в итоге, способствовать созданию более точных сценариев и количественных моделей для прогноза.

Проект ГИП предусматривает исследования по двум направлениям. Первое — детальная реконструкция исто-

рии Земли за последние 2 тыс. лет (время усиливающегося воздействия человека на природу) с очень высоким временным разрешением — по крайней мере в 1 год, а в идеале — посезонно. Сюда входят, например, теплая эпоха средневековья, малый ледниковый период и потепление последних двух-трех столетий.

Второе направление — изучение главных изменений и реконструкция непрерывной истории Земли на локальном, региональном и глобальном уровнях в течение недавних ледниково-межледниковых циклов (последние 250—300 тыс. лет). Предполагается изучить долгопериодные вариации, такие как переходы от межледниковья к ледниковью, исследовать резкие климатические перемены и короткопериодные флуктуации, провести более детальное специальное исследование изменений в течение голоцена (последние 10 тыс. лет) и последнего межледниковья (около 120 тыс. лет назад). Первоначально работа сосредоточится на согласованных временных срезах и избранных регионах [1, 7]. Необходимо привлечь также данные по истории Земли за более длительный срок, с тем чтобы анализируемые события рассматривать в контексте более долгопериодных изменений. Это потребует усиления исследовательских работ по палеогеографии и палеоэкологии всего четвертичного периода и фанерозоя в целом.

С проектом ГИП МГБП увязаны исследовательские программы и проекты Международного союза геологических наук (МСГН) [7, 8, 9]. Изучение наземной геологической летописи предусматривает в частности точную временную корреляцию событий на суше и в океане, выяснение послеледниковой и современной динамики уровня моря, изучение разрезов со следами экстремальных событий и резких изменений, составление специальных палеобиокарт для учета масс углерода. Планируется создание баз данных по четвертичной

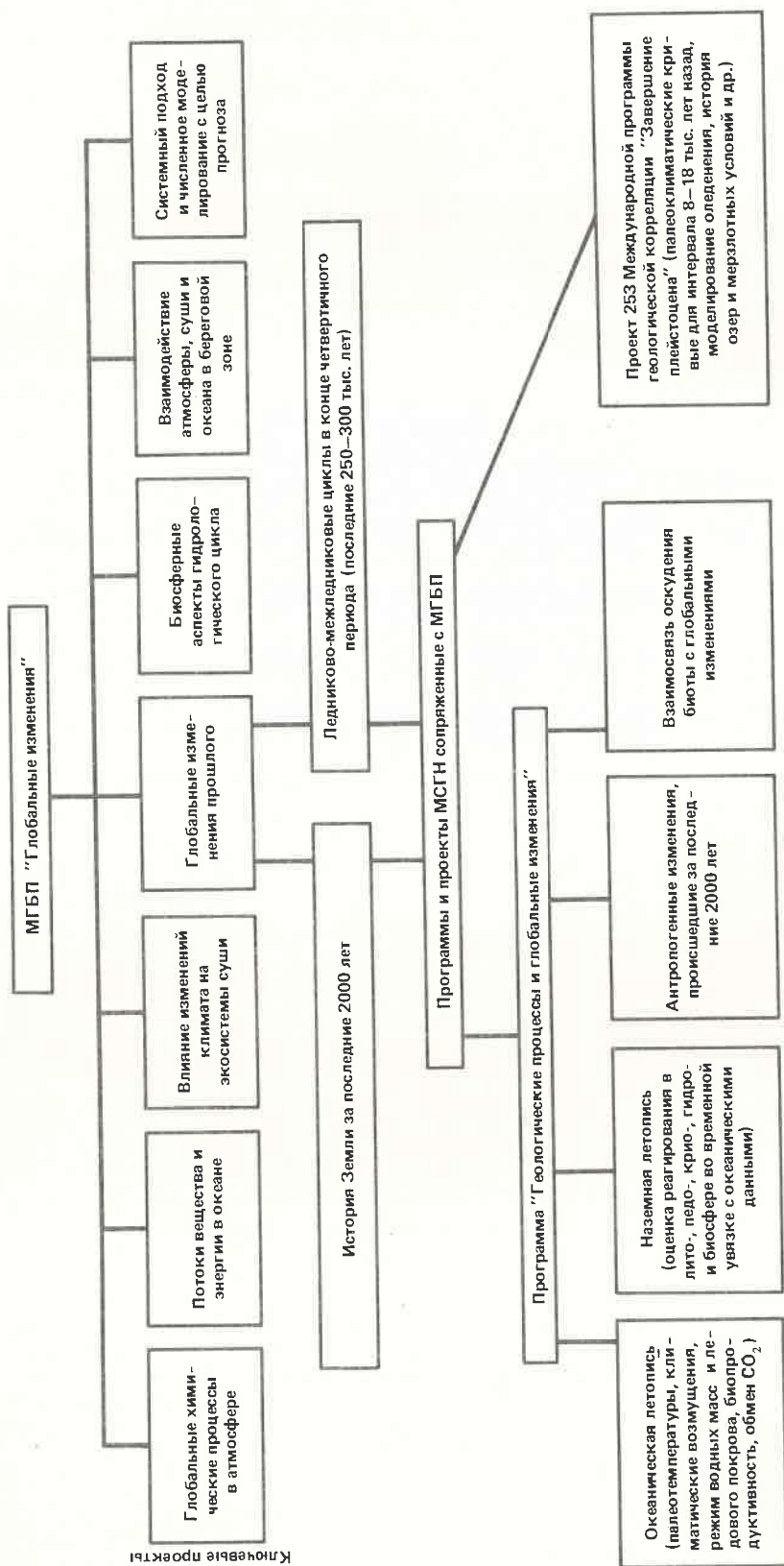


Рис. 1. Изучение глобальных изменений прошлого в структуре Международной геосферно-биосферной программы (МГБП), по материалам МГБП («Ambio», 1989—1990), Межведомственного геофизического комитета (1990), Международной конференции в Интерлакене (1989) и Проекта МПГК 253 (1990)

геологии и палеогеографии — первичных и производных и форм документации, пригодных к использованию при имитационном моделировании. Перед специалистами по четвертичной геологии, таким образом, на ближайшие десятилетия поставлен широкий круг задач, во многом выходящий за рамки традиционных исследований по стратиграфии и литогенезу и ориентированный на получение специфической, количественно измеряемой палеогеографической (палеогеоэкологической) информации (таблица), привязанной к точно определенным геохронологическим уровням.

Главные глобальные геосторические события позднего плейсцена и четвертичного времени — периодические разрастания и сокращения ледников Северного полушария, связанные с колебаниями климата. В них, с одной стороны, интегрировались внешние изменения системы Земли, а с другой — они, развиваясь, влияли на другие подсистемы природы (В. М. Котляков, 1989). Полная геологическая летопись этих событий отражена в разрезах дна океанов.

Вариации содержания изотопов кислорода ^{18}O и ^{16}O в раковинах фораминифер, извлекаемых из глубоководных кернов, могут служить приближенной мерой колебаний объема наземных ледников (в глобальном масштабе) и размеров гляциоэвстатических транс-

грессий и регрессий, что создает надежную геохронологическую основу их изучения [10]. Этапы обогащения или обеднения морской воды изотопом ^{18}O , зафиксированные в стандартном разрезе, названы изотопно-кислородными стадиями; они пронумерованы сверху вниз, причем периодам ледниковой соответствуют четные стадии, а межледниковьям — нечетные. Сравнение вариаций $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ с изменениями других показателей (содержания CaCO_3 как меры интенсивности айсбергового разноса терригенного материала, палеотемператур поверхности океана, восстанавливаемых по составу планктона, содержания ^{13}C , отражающего изменения климата, биоты и циркуляции вод в океане) доказало обоснованность концепции палеоклиматического и палеогляциологического истолкования изотопно-кислородной кривой, достаточно надежно увязанной с палеомагнитной шкалой по инверсиям магнитного поля, установленным в тех же кернах. Была обнаружена также высокая степень корреляции этой кривой с кривой Миланковича, отражающей ритмы инсоляционного режима Земли, что подтверждает астрономическую теорию происхождения оледенений.

Возраст изотопных стадий первоначально определялся путем интерполяции между точками кривой, датированными по коралловым террасам и палео-

Характеристика естественно-исторических хранилищ информации [7]

Тип архива	Временная точность	Протяженность летописи, лет	Извлекаемые параметры							
			Т	В	Х	Б	И	М	У	С
Древесные кольца	год/сезон	10^4	+	+	воздуха	+	+	+	+	+
Озерные отложения	год	10^4 — 10^6	+	—	—	+	—	+	—	—
Полярные ледниковые керны	год	10^5	+	+	воздуха	+	+	+	—	+
Среднеширотные ледниковые керны	год	10^3	+	+	—	+	+	+	—	+
Коралловые отложения	год	10^5	+	—	воды	—	—	—	+	—
Лессы	10 лет	10^6	—	+	почв	+	—	+	—	—
Океанические керны	100 лет	10^7	+	—	воды	+	—	+	+	—
Пыльца	10 лет	10^6	+	+	—	+	—	—	—	—
Палеопочвы	100 лет	10^6	+	+	почв	—	+	—	—	—
Литогенез	—	10^7	+	+	почв	—	+	+	+	—
Исторические записи	дни—часы	10^3	+	+	—	+	+	+	+	+

Примечание. Т — температура, В — увлажненность или осадки, Х — химический состав, Б — информация о биомассе (по пыльце), И — извержения вулканов, М — геомагнитное поле, У — уровень моря, С — солнечная активность

магнитным реперам, а затем проверялся и уточнялся с помощью настройки на кривую Миланковича. По обобщенным материалам из разных скважин создана полная и непрерывная хронология важнейших глобальных событий недавнего геологического прошлого.

Для последних 800 тыс. лет наиболее разработана шкала SPECMAP, полученная путем суммирования данных по планктонным фораминиферам из разных регионов Мирового океана [10]. Для более ранней части квартера и конца плейстоцена разработана шкала TR-607 — по бентосным формам из скважин в Северной Атлантике [12, 14]. Наиболее древняя из выделенных палеоклиматических стадий 116 датируется 2,730 тыс. лет (рис. 2). Для последних восьми стадий (288 тыс. лет) имеется, кроме того, уточненная и детализированная шкала, в которой дается возраст характерных колебаний размеров оледенения внутри стадий [5]. Совокупность этих шкал может служить эталоном для изучения проявления глобальных изменений в различных регионах и хронологической привязки от-

дельных событий.

Ход изотопно-кислородной кривой показывает, что за рассматриваемый период климат Земли в основном был холодным и преобладало время, когда оледенение было больше современного, причем сильные отклонения кривой означают развитие ледниковых покровов на равнинах средних широт. Разрушение особо крупных ледниковых щитов происходило катастрофически быстро и сопровождалось резким подъемом уровня моря. Эти характерные этапы названы терминациями и служат важными палеогеографическими реперами.

В колебаниях размеров оледенения с помощью частотного анализа выявлены два главных ритма: периодом в 41 тыс. лет и около 100 тыс. лет. Первый преобладал вплоть до 750 тыс. лет назад, а второй — в последующее время. Тогда же резко увеличились амплитуды колебаний и наступил классический ледниковый период. Кроме того, обнаруживается ритм с периодом около 400 тыс. лет, который в интервале 750—2800 тыс. лет модулирует амплитуду

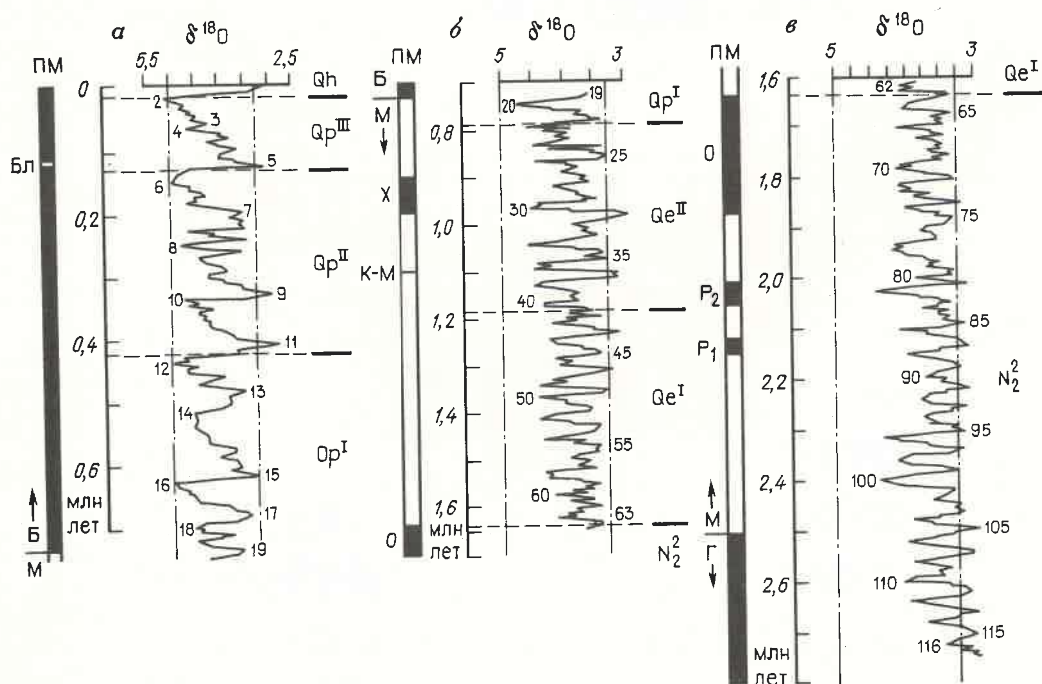


Рис. 2. Хроностратиграфическая шкала антропогена и позднего плейстоцена (от 2,73 млн лет)

ПМ — палеомагнитная шкала; $\delta^{18}\text{O}$ — изотопно-кислородная кривая; ортозоны: Б — Брюнес, М — Матуяма, Г — Гаусс; субзоны: Х — Харамильо, О — Олдувей, P₁—P₂ — Реоньон; микрозоны: Бл — Блейк, К-М — Кобб-Маунтин; совре-

менное значение $\delta^{18}\text{O}$ — вертикальные пунктирные линии; значение для последнего максимума оледенения — штрихпунктирные; возраст изотопно-кислородных стадий (1—116): а — по шкале SPECMAP, по Е. Янсен и др. (1987), б — по В. Ф. Раддиму и др. (1989); в — по М. Реймо и др. (1989); Qh — голоцен; Qp — плейстоцен; Qe — эоплейстоцен; N₂ — верхний плейстоцен

колебаний в 41 тыс. лет. Он, по В. А. Зубакову (1986, 1990), может служить основой более крупной палеоклиматической периодизации.

При корреляции изотопной океанической шкалы и стратиграфической, применяемой на континентах, учитываются все достаточно надежно датированные палеоклиматические события и палеомагнитные реперы. На рис. 2 показана корреляция последовательности изотопных стадий и подразделений общей стратиграфической шкалы с пониженной, по решению МСК в 1990 г., границей квартера и плиоцена. Эта граница, привязанная в стратотипическом разрезе Врика к нормальной зоне полярности олдувей, получила расчетный возраст 1640 тыс. лет, что совпадает со стадией 63 изотопной шкалы. Правильность этой привязки продолжает вызывать сомнения (В. А. Зубаков, 1986).

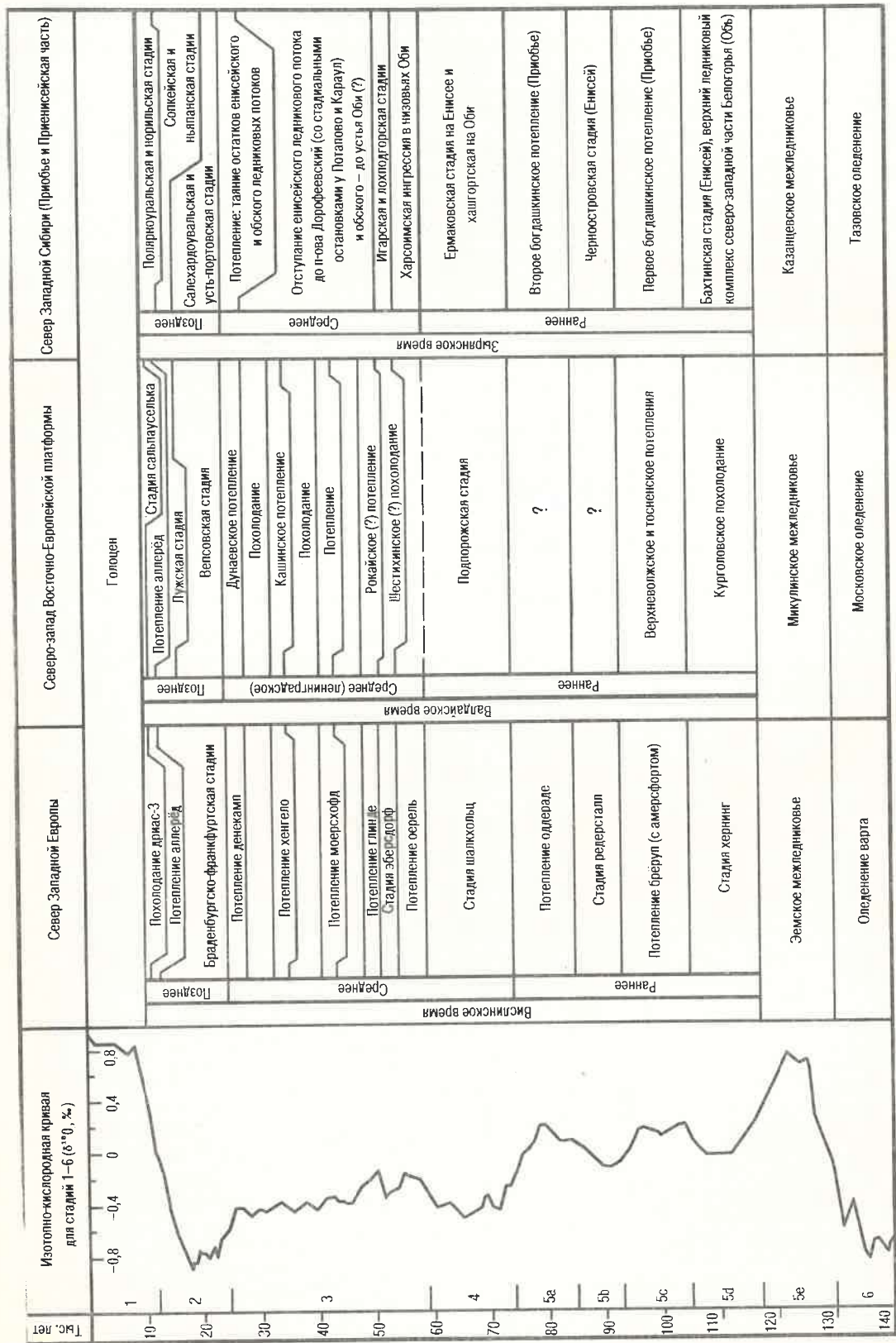
Более подходящим палеоклиматическим рубежом для нижней границы квартера, по-видимому, следовало бы признать границу на уровне 2,4 млн лет, где впервые в истории кайнозоя отмечаются (в стадиях 100, 98 и 96) признаки значительного разрастания наземных ледниковых щитов в Северном полушарии (до 2/3 объема последнего оледенения) и следы разноса айсбергов по Северной Атлантике вплоть до 41° с. ш. Вблизи этого рубежа (на уровне около 2,48 млн лет) находится и удобный палеомагнитный репер — инверсия Гаусс-Матуяма.

Граница эоплейстоцена и плейстоцена, бывшая нижняя граница квартера, совмещается с подошвой стадии 21 (790 тыс. лет) («Стратиграфия СССР», 1982), что соответствует подошве кромерской серии, включающей следы доэльстерских оледенений Европы. Подразделение эоплейстоцена на нижний и верхний можно наметить по границе стадий 40 и 41 (1,182 млн лет), отмечающей начало серии значительных оледенений, известных в Западной Европе под названием менапских. На юге европейской части России это граница между скифским надгоризонтом и морозовским горизонтом со следами похолодания климата. Границей между верхним и средним плейстоценом признается подошва стадии 5е (130 тыс. лет), а между средним и нижним намечается неоднозначно, но чаще всего между стадиями 11 и 12 (423 тыс. лет).

Корреляция отдельных палеоклиматических событий эталонной шкалы с региональными климатостратиграфическими схемами имеет на разных ее отрезках разное разрешение. Для позднего плиоцена и эоплейстоцена на континентах пока улавливаются только признаки наиболее крупных волн похолодания — потепления, без разделения на отдельные стадии. В плейстоцене выделяются горизонты, которые по большей части эквивалентны отдельным изотопным стадиям. Для позднего плейстоцена — основного объекта исследований в рамках МГБП — возможно выделение на континентах аналогов не только стадий, но также субстадий и отдельных событий океанического эталона (рис. 3). Однако это пока удается только для некоторых районов или опорных разрезов. В таком масштабе уже становятся заметными фазовые сдвиги в проявлении климатических колебаний в разных природных компонентах, местные флуктуации и отдельные неперIODические события, которые затрудняют точное сопоставление.

Для территории нашей страны количество данных о глобальных изменениях позднего плиоцена с конкретной хронологической привязкой относительно невелико. В интервале времени 3,4—1,6 млн лет наиболее отчетливо выражен тектоноклиматический рубеж на уровне около 2,4 млн лет назад, когда подъем Гималаев и Тибета изменил циркуляцию атмосферы, усилил поглощение CO_2 океаном и привел к глобальному похолоданию и росту оледенений (В. Ф. Раддман, М. Реймон, 1988). Признаки перестройки климата, литогенеза и биоты на уровне магнитной инверсии Гаусс-Матуяма найдены во многих регионах.

Информация о региональных изменениях природных условий в четвертичный период огромна. Для всей территории имеются детальные региональные стратиграфические схемы с подразделением разреза на климатогоризонты, объединяющие по латерали множество геологических тел — локальных носителей палеоклиматических сигналов. Тем не менее, даже в наиболее разработанных региональных схемах на территории страны выделено не более 14 климатостратиграфических горизонтов (в некоторых только 8) [3], тогда как полная шкала плейстоцена насчитывает 21 изотопную стадию. Это несоответ-



ствие, в частности, является серьезным препятствием для погоризонтных палеогеографических реконструкций.

Большие разногласия возникают при определении возраста и границ отдельных оледенений. Для севера Сибири, например, по аналогии с Европой и Америкой, для времени изотопной стадии 2 (18 тыс. лет назад) нередко реконструируется огромный ледниковый щит, питающийся из карского центра. Но геологические наблюдения и радиоуглеродные даты показывают, что северное окончание п-ова Гыдан и восток п-ова Ямал в это время не покрывались льдом, и оледенение было представлено в Западной Сибири лишь небольшими лопастями в Усть-Енисейском районе и ледниковым потоком Байдарацкой губы. В предпоследнюю ледниковую фазу (стадия 4) оледенение в Сибири было гораздо значительнее. Это не согласуется с глобальной кривой оледенения, но вполне объяснимо нехваткой питания ледников Сибири при сильном разрастании щитов в европейском секторе (асимметрия развития оледенения по А. А. Величко, 1987).

Сложную задачу представляет синхронизация более коротких флуктуаций оледенения и климата, проявившихся в разных регионах в позднем плейстоцене. Современная схема их сопоставления с детальной изотопно-кислородной шкалой, выработанная в Западной Европе [11, 6] и возможная корреляция с ней некоторых событий на северо-западе Восточно-Европейской платформы и в Западной Сибири показаны на рис. 3.

Вопрос о границах тех или иных оледенений и их стадий осложняет все еще распространенный маринистский подход к истории Печорской и Западно-Сибирской равнины, сторонники которого вообще отрицают здесь бывшие оледенения, несмотря на их многочисленные признаки. В моренах они видят морские и ледово-морские образования и нередко необоснованно относят их к плиоцену [2]. При этом игнорируется достигнутый международный уровень знаний об истории плейстоцена, и какая-либо увязка с другими территориями становится невозможной.

Важным индикатором изменений

природных условий прошлого, наряду со следами оледенений, служат признаки динамики мерзлой зоны. На европейской части России распространение мерзлоты реконструировано для возрастных интервалов в 62—64, 22—25 и от 18—20 до 15—18 тыс. лет (И. П. Герасимов, А. А. Величко, 1982). В Казахстане следы жилых льдов встречены в районе городов Кустаная и Павлодара (В. К. Шкатова, 1982, 1984), что означает понижение средней годовой температуры воздуха не менее чем на 11° в стадию 4 (или 2). В низовьях р. Колыма строение жилых льдов указывает что среднегодовые температуры воздуха 37 тыс. лет назад были не менее чем на 8°C ниже современных (Т. Н. Каплина и др., 1978). В пределах Тоджинской котловины (Саяны) жилые льды росли во время позднего дриаса и похолоданий голоцена (А. Ф. Ямских, 1972; А. А. Орлова, 1980). Перемещения границы мерзлоты за несколько тысяч лет достигали, таким образом, 1500—2000 км. С ее отступлениями или смягчением мерзлотных условий связаны этапы усиления термокарста.

Особое значение в рамках МГБП придается изучению обстановок теплых фаз плейстоцена, и в первую очередь эемско-микулинско-казанцевского межледниковья, хронологический объем которого теперь ограничивается субстадией 5е (Х. А. Арсланов, 1987; С. А. Архипов, 1987) и последледникового потепления. Они рассматриваются как базовые для прогноза климатических и ландшафтных изменений будущего. По палеоботаническим данным с высоким временным разрешением восстанавливается эволюция растительности этих фаз и с учетом палеопедологических данных реконструируется четкая зональность, резко контрастирующая с «вырожденной» зональностью холодных фаз [15].

Исследования показали, что при потеплениях позднего плейстоцена юг Русской равнины, Туранская низменность и Казахстан не испытывали иссушения, как это следовало из некоторых модельных реконструкций (В. Берже, Л. Лабери, 1987) и установлено для сухих субтропиков (Н. Фуджи, А. Горовиц, 1989), а напротив, становились зонами большего увлажнения. Этот

момент существен для прогноза и требует дальнейших детальных исследований по миграции зональных границ в разных регионах.

Не решен вопрос о границе морской трансгрессии в субстадию 5е, особенно для севера европейской части и Сибири, где соответствующие осадки недостаточно изучены, а иногда к ним причисляют и отложения иного возраста. Подъем уровня Мирового океана не превышал тогда 5—8 м, но благодаря остаточному гляциоизостатическому эффекту, быстрому затоплению могли подвергаться значительные площади, а береговые линии в районах, испытывавших разную ледниковую нагрузку и находящиеся в различных геоструктурных областях были подняты затем на разную высоту.

Воссоздание истории эволюции природных условий в позднеледниковое время и, в частности, распространения климатического максимума является сложнейшей задачей. Зафиксировано не менее 25—28 фаз различного состояния климата, сменявшихся на протяжении последних 15 тыс. лет (В. А. Зубаков, 1986). Отмечена значительная территориальная неоднородность как по знаку и амплитуде вариаций основных климатических показателей, так и по характеру реакции отдельных элементов ландшафта.

Последнеледниковое потепление и завершение оледенения, например, имело общую внешнюю причину — увеличение инсоляции в северном полушарии (в соответствии с кривой Миланковича), которая достигла максимума около 11 тыс. лет назад и теперь приближается к минимуму. В Сибири нагревание проявилось в пребореальное-бореальное время 9—10 тыс. лет назад, когда в арктических районах происходило значительное продвижение границы леса к северу, снижение поверхности мерзлоты, массовое развитие термокарста и солифлюкции.

В атлантическом секторе в это время еще сохранялись значительные остатки тающих Лаврентийского и Скандинавского щитов, и поэтому в Северной Европе значительное повышение температуры наступило только 5—6 тыс. лет назад, в позднеатлантическую фазу. Атлантическое потепление отчетливо фиксируется по термокарсту и растительности на севере Западной Сибири, но менее выражено в Средней Сибири,

т. е. затухает в восточном направлении; на Северо-Востоке и Арктических островах к этому времени уже отмечается снижение температур (А. Б. Ложкин, 1987. В. М. Макеев и др., 1989). Отставание потепления в Европе является следствием упоминавшейся асимметрии развития оледенения, а остатки Скандинавского и Лаврентийского щитов служили инерционными элементами системы. Сложная структура изменения в распределении тепла и влаги как реакции на инсоляционный максимум наметилась не только по долготе, но и широте (Н. А. Хотинский, С. С. Савина, 1985). Ее уточнение по хроносрезам — одна из наиболее трудоемких задач работы по МГБП.

Отдельной проблемой, связанной с прогностическими сценариями быстрого и глубокого похолодания, является оценка степени климатических изменений и реакции природной среды во время холодного этапа «поздний дриас» (10—11 тыс. лет назад). Последний совпадает по времени с максимумом инсоляции и является примером неперiodической флуктуации климата, конкретный механизм, проявление в разных регионах и скорость распространения которой недостаточно изучены.

На основе регионального материала создаются обзорные палеоклиматические карты с количественной оценкой основных элементов климата, что стало возможным в основном благодаря усовершенствованной интерпретации палеоботанических данных (В. П. Гричук, 1989; В. А. Климанов, 1989). Они составляют в первую очередь для возрастных срезов последнего межледниковья, гляциального максимума 18 тыс. лет назад, похолодания «поздний дриас» и отдельных фаз климата в голоцене (В. П. Гричук, 1973; И. П. Герасимов, А. А. Величко, 1982 и др.). Завершается работа над Атласом обобщающих карт в И-те геологии АН России. Точность таких карт ограничена, с одной стороны, трудностью соблюдения строгой изохронности временного среза, а с другой — недостаточной плотностью опорных точек первичной информации. Так, по Р. Брэдли (1985), при работе по палеогеографическому проекту их плотность составила в среднем всего одну точку на 1 млн км², тогда как сеть наблюдений за современным климатом может достигать 1100 станций на 1 млн км².

Из сказанного следует, что для выполнения задач, стоящих перед четвертичной геологией в исследовательский период МГБП, необходимо, прежде всего, развивать все средства абсолютной геохронологии, разные по точности, интервалам времени и объектам (Я. — М. К. Пуннинг, 1987), и в первую очередь — радиоуглеродный анализ с использованием ускорительной масс-спектрометрии (AMS), которая принципиально раздвинула рамки его применимости, поскольку для анализа требуются лишь миллиграммовые количества органического вещества [4].

Разрезы, предназначенные для комплексного изучения, должны удовлетворять определенным требованиям. Среди них различаются, во-первых, «длинные» разрезы, иногда охватывающие весь поздний кайнозой (к таким, вероятно, принадлежат толщи отложений соленого оз. Баскунчак в Прикаспии и астроблемного оз. Эльгытыгын на Северо-Востоке), во-вторых, разрезы переходных слоев, запечатлевшие изменение обстановок в этапы быстрой перестройки литогенеза и биоты. И те и другие должны обеспечивать непрерывность информации для получения хроносерий данных. Наконец, требуется и множество частных разрезов, характеризующих изменчивость условий того или иного хроносреза по площади. Результаты изучения должны накапливаться и храниться в формах, которые будут разработаны по специальной программе проекта ГИП.

Участие в МГБП встречается с рядом трудностей — объективных (огромная территория страны с контрастными физико-географическими условиями), технических и экономических (отсутствие соответствующих лабораторий и оборудования, высокая стоимость исследований, неполнота библиотечных фондов и ограниченность валютных средств для их пополнения), социально-психологических (нехватка специалистов, специфичность вопросов палеоклиматологии и палеогеографии, на которые нацелена Программа) и др. Однако информация об изменениях прошлого 1/6 суши необходима для прогноза будущего.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Величко А. А. К постановке исследований в рамках МГБП проблем эволюции ландшафтно-антропогенных систем//Международная геосферно-биосферная программа «Глобальные изменения». М., 1989. Вып. 1. С. 90—95.
2. Гладенков Ю. Б., Петров О. М. Дискуссионные проблемы стратиграфии верхнего кайнозоя Севера СССР//Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. 1990. № 59. С. 5—13.
3. Заррина Е. П., Краснов И. И. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы и проблема составления общесоюзной схемы//Четвертичный период: стратиграфия. М., 1989. С. 21—27.
4. Accelerator Mass Speetrometry: The New Revolution in Radiocarbon Dating/T. W. Linick, P. E. Damon, D. J. Donahue, A. G. Jull//Quaternary International. 1989. Vol. 1. P. 1—6.
5. Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a High-Resolution O to 300-Year Chronostratigraphy/D. G. Martinson, N. G. Pisias, J. D. Hays et al//Quat. Res. 1987. V. 27. № 1. P. 1—29.
6. Behre K.-E. Biostratigraphy of the last glacial period in Europe//Quaternary Sc. Reviews. 1989. Vol. 8. P. 25—44.
7. Earth processes and global changes/Ed. by K. J. Hau and W. U. Henken-Mellies//Global and Planetary Change, special issue, 1990, Vol. 2. № 1/2.
8. Hsu K. J., Henken-Mellis W. U. IUGS proposes contribution to Global change//Episodes. 1989. Vol. 12. № 2. P. 121—122.
9. IGCP project 253. Termination of the Pleistocene//Newsletter № 1. Espoo, Geol. Surv. of Finland. 1990.
10. Jansen E. The use of stable oxigen and carbon isotope stratigraphy as a dating tool//Quaternary International. 1989. № 1. P. 151—166.
11. Olsen L. Stadials and interstadials during the Weichsel glaciation on Finmarksvidda, northern Norway//Boreas, 1988, Vol. 17. P. 517—539.
12. Late pliocene variation in Northern Hemisphere. Ice Sheets and North Atlantic deep water circulation/M. E. Raymo, W. F. Ruddiman, J. Backman et al//Paleoceanography. 1989. Vol. 4. № 4. P. 413—446.
13. Rosswall T. Introducing: Global Change News//Ambio, 1988. Vol. XVII, № 4. P. 299.
14. Pleistocene evolution: Northern Hemisphere Ice Sheets and North Atlantic Ocean/W. F. Ruddiman, M. E. Raymo, D. G. Martinson et al//Paleoceanography. 1989. Vol. 4. P. 312—353.
15. Velichko A. A. Evolutionary analysis of the contemporary landscape sphere of the Earth and prognosis//Quaternary International. 1989. Vol. 2. P. 35—42.

Принята редколлегией 20 мая 1991 г.

Особенности формирования углеводородных скоплений в надсолевых отложениях

И. С. СТАРОБИНЕЦ (ВНИИГеонформсистем)

В распределении залежей УВ по разрезу соленосных формаций следует различить два наиболее важных случая: в первом скопления углеводородов (УВ) выявлены как выше, так и ниже соленосной толщи, во втором они обнаружены только под солями. В связи с этим дискуссируемый вопрос о вторичности или первичности залежей надсолевого комплекса приобретает принципиальное значение. При этом обосновываются диаметрально противоположные точки зрения. По данным О. В. Барташевич и др. [2], на основе сходства состава нефтей подсолевых и глубоко залегающих надсолевых отложений с учетом их палинологических характеристик доказываются наличие генетической связи скоплений УВ по всему разрезу. По материалам другой группы исследователей, нефтегазовые залежи в надсолевом комплексе образовались главным образом за счет ОВ вмещающих пород [3, 4]. При этом интерес представляют не только новые данные по особенностям формирования в надсолевых комплексах скоплений УВ, но и углеводородных аномалий, а также связь между ними.

Помимо обоснований, приведенных в литературе [1, 2, 5, 7], ниже аргументируется комплекс геологических и геохимических критериев генетического единства надсолевых и подсолевых скоплений УВ.

Геологические данные. Выявляется связь между экранирующими свойствами эвапоритовых покрышек и распределением залежей УВ по всему разрезу. Анализ многочисленной информации по разным регионам показывает, что отсутствие залежей УВ над солями явно связано с хорошими флюидопорами, а наличие залежей — с ухудшением экранирующих свойств последних. Так, скопления УВ в надсолевом комплексе обнаружены на площадях с интенсивно развитой со-

лянокупольной тектоникой при большой дислоцированности надсолевых пород (площади Кенкияк, Акжар, Тажигали в восточной части Прикаспийской впадины; месторождения Джаркак, Юлдузкак, Северный Мубарек в бухарской ступени Амударьинской впадины и др.), а также на периферии соленосных бассейнов, для которых характерна значительная примесь в галитах терригенно-карбонатного материала и более интенсивная тектоника (площади Шатлык, Байрамали, Кели и др. в Мургабской впадине Туранской плиты — по данным В. Я. Соколова). Специфические тектонические условия этих зон способствовали повышению трещиноватости пород соленосных отложений, образованию участков (межкупольные зоны) с отсутствием или очень низкой мощностью соляной толщи. О значении последнего фактора свидетельствует открытие межкупольного месторождения Забурнье (Прикаспийская впадина) с явно вторичными залежами УВ в надсолевом комплексе [5]. В то же время на участках и площадях с недоразвитыми соляными куполами при слабой дислоцированности надсолевых отложений (например, площади Жанажол, Тенгиз и др. в Прикаспийской впадине), а также при площадном распространении пластичных солей на относительно повышенных глубинах (более 2,5—3 км, Чарджоуская ступень Амударьинской впадины, Астраханский свод и др.) скопления УВ обнаружены лишь в подсолевых отложениях. Высокие экранирующие свойства покрышек в этом случае подтверждаются также наличием под солями нефтегазоконденсатных залежей (площади Жанажол, Карачаганак и др.) с повышенным содержанием конденсата (до 500—1000 г/м³) и высокой газонасыщенностью нефтей (до 700 м³/т).

Отмечается весьма частое сходство

фазового состояния залежей подсолевого и надсолевого комплексов. Например, на Туранской плите по разрезу преобладают газовые скопления, в восточной части Прикаспийской впадины — нефтяные залежи; в Амазонском, Мичиганском, Западно-Канадском соленосных бассейнах над и под солями преимущественно распространены нефти, в Западно-Германском и Трансильванском бассейнах распространены газовые залежи и др.

Характерно также обилие нефтепроявлений в каменных солях, особенно на продуктивных площадях.

Геохимические данные. На месторождениях, где скопления нефти обнаружены как в подсолевом, так и надсолевом комплексах (например, в восточной части Прикаспийской впадины на площади Кенкияк), в надсолевых залежах (P_2 , T_1 , J_2 , K_1) наряду с гипергенно-измененными нефтями встречаются практически неизменные нефти, близкие по составу к нефтям подсолевых отложений (табл. 1).

Полученные данные (см. табл. 1) указывают на продолжающийся подток нефти и газа из подсолевых в надсолевые отложения через кунгурскую толщу.

На некоторых месторождениях Прикаспийской впадины, приуроченных к солянокупольным структурам (Кулсары, J_2 , T_3 ; Сагиз, T_1 ; Тажигали, J_2 и др.), на фоне тяжелых, смо-

листых низкобензиновых гипергенно измененных нефтей (комплекс процессов биodeградации, окисления, дегазации) обнаружены явно фильтрованные нефти, отличающиеся низкой плотностью ($784\text{--}793\text{ кг/м}^3$), преобладанием метановых УВ (более 60 %), высоким содержанием бензина (40—45 %) при практическом отсутствии смолистых веществ (менее 0,6—0,8 %, асфальтены не обнаружены). По всем данным речь идет о современных процессах фильтрации легких фракций нефтей из подсолевых отложений.

Отмечаются закономерные изменения геохимических показателей УВ флюидов (газов, газоконденсатов) от подсолевых к надсолевым отложениям (в случае практического отсутствия влияния гипергенных факторов на верхние залежи). Наглядный пример — месторождения Мургабской впадины Туранской плиты (табл. 2). Здесь в надсолевых отложениях (Карабильские песчаники, K_1) выявлены крупные скопления сухого газа. Из межсолевых карбонатных пропластков получены непромышленные нефтегазопроявления, газ относительно обогащен гомологами метана, нефти здесь необычные [6]. Их высокая смолистость (более 10 % смол) сопровождается практическим отсутствием асфальтенов и серы 0,06 %, высоким содержанием твердых н-алканов 9 %, преобладанием метановых УВ (62 % во фракции н. к. — 200°C) при значительной доле (бо-

1. Сопоставление геохимических показателей гипергенно измененных (а) и неизменных (б) нефтей по разрезу соленосной формации (на примере месторождения Кенкияк)

Возраст отложений	Содержание. %						Показатель превращенности, К*		Углеводородные газы, % мол	
	н-алканы C ₁₅ —C ₃₂		асфальтены		сера					
	а	б	а	б	а	б	а	б	CH ₄ ,б	CO ₂ ,б
	Надсолевой комплекс									
K ₁	0,2	—	1,1	0,1	2,7	0,3	63	0,1	—	—
K ₂	0,3	2,5	0,8	0,2	1,2	0,5	65	0,2	84,6	2,2
J ₁	1	2,9	2,3	0,1	1	0,3	84	0,2	87,4	0,3
P ₂	0,9	3,2	1,7	0,1	1,2	0,2	1	0,2	81,9	2
	Подсолевой комплекс									
P ₁	1,1	3,1	0,4	0,3	0,5	0,3	0,3	0,1	84,0	2,6
C ₂	2,8	2,9	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,05	84,0	2,4

K^* — отношение кислотного числа к концентрации н-алканов $C_{15}\text{--}C_{32}$ (параметр гипергенной превращенности нефтей).

2. Изменение некоторых показателей углеводородных газов и конденсатов по разрезу месторождений Мургабской впадины (средние данные)

Комплекс	Газоконденсат, арены, %	Газ, углеводородная часть, % мол			H ₂ S	Площади
		CH ₄	C ₂ —C ₄	C ₅ +		
Надсолевой (терригенный)	9	97	2,7	0,3	Нет	Шатлык, Байрамали, Шарапли, Яшлар
Межсолевой (карбонатно-галитовый)	21	78,6	14,7	6,7	Следы	Байрамали, Шарапли
Подсолевой (карбонатно-сульфатный)	31	65,7	26,4	7,9	8	Яшлар

более 20 %) ароматических УВ. По данным автора [6], рассматриваемые нефти некогда были конденсатами, выпавшими вместе с тяжелыми гомологами метана и аренами из газоконденсатной смеси при прохождении через соляную толщу благодаря процессам сорбции и обратной конденсации, что является косвенным доказательством формирования залежей в надсолевом комплексе в результате вертикальной миграции, т. е. межсолевые карбонатные породы оказались промежуточной транзитной ловушкой. Это подтверждается недавним открытием в подсолевых отложениях газоконденсатных залежей (на площади Яшлар), газы которых обогащены тяжелыми гомологами метана (C₃—C₈), а конденсаты — ароматическими УВ (см. табл. 2).

Таким образом, при переходе от подсолевого к надсолевому комплексу в газоконденсатных залежах закономерно возрастает содержание метана и снижаются концентрация его гомологов, выход конденсата (по фракции C₅+), ароматических УВ в последних, что в совокупности является отражением процессов вертикальной миграции УВ.

Для продуктивных площадей характерно формирование в надсолевых отложениях, включая верхние горизонты, геохимических углеводородных аномалий (аномальные поля). Вертикальная миграция УВ в этом случае подтверждается закономерным изменением количественных и качественных показателей рассеянных УВ газов пород при переходе от подсолевых к надсолевым отложениям (табл. 3, 4).

В результате в надсолевом комплексе скапливаются наиболее легкие УВГ, в особенности метан, а также раз-

ветвленные изомеры (i—C₄ и др.), а в подсолевых отложениях — тяжелые гомологи метана, включая жидкие компоненты газовой фазы пород (УВ C₅—C₈). В целом изменения по разрезу соленосных отложений геохимических показателей УВГ, рассеянных в породах, и газов залежей близки (см. табл. 2, 3, 4), что отражает единство процессов дифференциации УВ при их вертикальной миграции как при формировании скоплений УВ, так и образовании аномальных геохимических полей (УВ аномалий) в верхних горизонтах.

С учетом изложенного выделяются две геологические ситуации и соответственно две модели (рисунок), отражающие разные условия субвертикальной миграции УВ.

Модель I. Соленосные отложения отличаются ограниченными экранирующими свойствами, при которых возможен был достаточный интенсивный субвертикальный переток УВ вплоть до формирования вторичных скоплений в надсолевом комплексе. Протяженность путей миграции «залежь—аномалия» относительно небольшая, т. к. геохимические поля УВ в породах формируются в данном случае главным образом за счет надсолевых залежей. Это зоны и участки солеродных бассейнов с сильно развитой солянокупольной тектоникой (восточная часть Прикаспийской впадины и др.), а также с практическим отсутствием в разрезе пластичных солей (Мургабская впадина Туранской плиты и др.). В подобных случаях в приповерхностных отложениях могут формироваться высококонтрастные аномальные поля УВГ, содержащие повышенные концентрации УВ тяжелее метана (ТУ). Наглядные примеры —

3. Изменение (в %) показателей сорбированных УВГ пород по разрезу соленосных формаций (Прикаспийская впадина, сверхглубокая скважина ПГС-1 на площади Кожасай*)

Возраст отложений	Глубина, м	Число образцов	CH ₄	C ₂ H ₆ +	i—C ₄ /n—C ₄
			10 ⁻³ см ³ /кг		
	Надсолевые отложения				
P ₂	1395—1695	12	20,7	78,3	8,3.
	2150—2325	8	26	80,2	5
	Соленосные Кунгурские отложения				
P _{1к}	2300—3000	11	47,6	335	2,32
	Подсолевые отложения				
P _{1s} —P _{1ar}	3010—3060	6	94,4	225	1,89
C ₂₋₃	3088—3220	9	128	285	1,4
C ₂	3240—3350	5	131	1205	1

* Исходные данные И. С. Старобинца и Л. С. Кондратова

4. Изменение концентраций (в %) сорбированных УВГ пород по разрезу соленосных формаций Сибирской платформы (Верхне-Тохомское поднятие*)

Комплексы	CH ₄	Σ(C ₂ —C ₄)	Σ(C ₅ —C ₈)	CH ₄ /C ₂ H ₆ +
Надсолевой	89,4	8,5	2,1	8,5
Солевой	80	16,9	3,1	4
Подсолевой	46,4	33,8	19,8	0,87

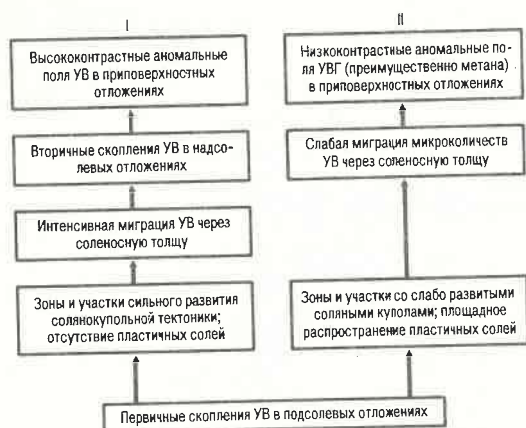
* По И. С. Старобинцу и Р. Н. Муроговой

площадь Акжар восточной части Прикаспийской впадины (табл. 5) и Амударьинская впадина Туранской плиты (табл. 6).

Модель II (см. рисунок). Соленосная формация (в основном ее галитовая часть) отличается относительно хорошими экранирующими свойствами, при которых залежи в надсолевых отложениях, как правило, не формируются, но возможен ограниченный переток УВ, особенно в периоды тектонической активизации, с образованием в верхних горизонтах аномалий (преимущественно газовых) при очень низкой концентрации УВГ в породах (см. табл. 5, 6, рисунок). Это зоны и участки солеродных бассейнов с недоразвитыми соляными куполами (некоторые площади восточной части Прикаспийской впадины), площадным распространением пластичных галитов на относительно повышенных глубинах (Чарджоуская ступень Амударьинской впадины, погруженные зоны Прикаспийской синеклизы и др.), наличием нескольких соленосных пластов, являющихся в совокупности

хорошей крышкой для подсолевых залежей (юго-западная часть Сибирской платформы). В соответствии с этим аномалии УВ в приповерхностных отложениях (например, на Жанажоле) отличаются очень низкой концентрацией УВГ в породах, особенно УВ тяжелее метана (0,07—0,2 см³/кг против 3—10 см³/кг на Акжаре) при преобладании CH₄ (см. табл. 4). Кроме того, для Амударьинской впадины Туранской плиты характерно различие в концентрации УВГ в породах (по буровой жидкости) зон распространения (Чарджоуская ступень) и отсутствия (Бухарская ступень) пластичных галитов. В первом случае, как указывалось, залежи в надсолевых отложениях не обнаружены, а концентрация УВГ в породах минимальная (модель II, см. табл. 4); во втором — скопления УВ над эвапоритами повсеместно распространены, при этом содержание УВГ в породах и контрастность аномалий значительно выше (модель I, см. табл. 4).

На основе совокупности имеющихся материалов при хороших экранирую-



Коэффициенты концентрации некоторых элементов в конденсационных водах (по отношению к их содержанию в океанической воде):

C_{wc} — концентрация элементов в конденсационных водах; C_{wo} — концентрация элементов в океанической воде; N_{at} — атомные номера элементов

ных свойствах соленосных отложений (и соответственно отсутствия условий для формирования скоплений УВ над солями) возможность частичной миграции УВ (в основном УВГ) из их скоплений через эвапоритовую толщу с образованием нефтидогенных аномалий доказываемая ощутимой фильтрационной, и тем более диффузионной проницаемостью каменной соли в УВГ [6], коэффициент диффузии, по П. Л. Антонову, И. С. Старобинцу и др., 10^{-10} — 10^{-11} м²/с; ее частой трещиноватостью на глубинах более 200—250 м (ангидриты практически всегда трещиноваты и не могут являться надежным экраном); способностью галитов к растрескиванию при снижении давления (по Е. А. Сметухову); обилием нефтегазопроявлений в каменных солях на продуктивных площадях (примазки нефти, насыщенные буровой жидкостью УВГ и др.); резким уменьшением мощности солей в межкупольных зонах. Все это подтверждается фактическим материалом по распространению геохимических аномалий в разрезе надсолевых комплексов (см. табл. 3, 4, 5, 6) и свидетельствует о реальности процессов их образования, особенно в периоды тектонической (неотектонической) активизации. В табл. 5, 6 приведено сопоставление аномальных полей УВГ в верхних горизонтах надсолевого комплекса (средние данные) для различных моделей их формирования (см. рис. 1).

Из данных материалов следует, что при наличии залежей в надсолевом комплексе весьма вероятно их выявление в подсолевых отложениях. Однако это не обязательно относится ко всем локальным структурам, учитывая различные исходные запасы УВ подсолевых залежей, возможность перетока основной части скоплений в надсолевые отложения, условия сохранности залежей по всему разрезу. В соответствии с этим возможны разные варианты. 1. Исходные запасы УВ в подсолевом комплексе были значительными и переток УВ в надсолевые отложения с формированием вторичных залежей не привел к разрушению подсолевых скоплений, например, как на месторождении Кенкияк в Прикаспийской впадине. Однако исходная газонасыщенность нефтей заметно снизилась по сравнению с близрасположенным Жанажолом, где залежи над солями отсутствуют. 2. Исходные запасы УВ в подсолевом комплексе небольшие. Например, на месторождении Каратон (Каратон-Тенгизская зона нефтегазоаккумуляции), где промышленная нефтегазоносность связана с нижнемеловыми и частично юрскими отложениями. Подсолевые карбонатные породы, залегающие на одном гипсометрическом уровне с Тенгизом, где обнаружено крупное скопление нефти, оказались водоносными. Сравнительно небольшое количество УВ, попавших в подсолевою ловушку, мигрировало по крупному тектоническому нарушению в надсолевые отложения с образованием небольших залежей [1].

5. Области проявления солянокупольной тектоники

Показатели	Площади	
	Акжар (модель I)	Жанажол (модель II)
Наличие скоплений УВ в надсолевом комплексе	Да	Нет
Характер соляных куполов	Ярко выражен	Слабо развит
Контрастность УВГ аномалий:		
УВ C_1 — C_3	2	3,5
УВ C_4 — C_5	6,5	3,5
Концентрация ТУ, см ³ /кг	7	0,14
$C_1 / (C_2 + C_3 + C_4)$	0,6	2,5

6. Области распространения соленосных пород различной пластичности

Показатели	Бухарская ступень (модель I)	Чарджоуская ступень (модель II)
Наличие пластичных молей в разрезе	Нет	Да
Наличие скоплений УВ в надсолевом комплексе	Да	Нет
Изученные площади	Чукуркуль	Капали, Гирсан
Концентрация CH_4 в буровой жидкости. $10^{-3} \text{ см}^3/\text{кг}$:		
бухарские слои (карбонаты)	60	12—24
верхний сенон (песчаники и глины)	105	14—50
Контрастность аномалий	До 7	До 3

Остаточная часть залежи подверглась геохимическому разрушению (термическая сульфат-редукция и др.). Об этом свидетельствует повышенная газонасыщенность подсолевой пластовой воды с высоким содержанием гомологов метана до 15 и H_2S до 32 %. Близкая картина отмечается на месторождении Каратюбе (также приуроченное к соляному куполу), где нефтяные компоненты мигрировали с образованием вторичных залежей до палеогеновых отложений включительно, а из подсолевых пород получен лишь слабый приток нефти с газом. Следует полагать, что переток основной части УВ имел место и в Мургабском районе Туранской плиты. Здесь основные запасы газа переместились в надсолевые песчаники, а свободные и водорастворенные газы подсолевых пород оказались обогащенными H_2S до 10—15 %.

Таким образом, получены доказательства единства процессов формирования углеводородных скоплений и аномальных геохимических полей за счет перетока УВ из подсолевого комплекса. При этом в зависимости от геологических условий и экранирующих свойств соленосного флюидоупора возможны два варианта (модели) подобных явлений: подсолевая залежь → надсолевая залежь → высококонтрастная аномалия УВ; подсолевая залежь →

низкоконтрастная аномалия УВ. Полученные результаты могут использоваться при проведении геологоразведочных работ и оценке нефтегазоносности региональных и локальных объектов в районах распространения соленосных формаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айтиева Н. Т., Утегалиев С. У. Условия формирования нефтегазовых залежей Каратон-Тенгизской зоны нефтегазонакопления // Геология нефти и газа. № 4. 1983. С. 51—54.
2. Генетическая взаимосвязь подсолевых и надсолевых залежей нефти в восточной части Прикаспийской впадины // О. В. Барташевич, И. Б. Дальян, В. И. Ермакова и др. // Экспресс-информация. Сер. Геологические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. — М.: ВИЭМС, 1981.
3. Геохимические особенности нефтегазоносности Прикаспийской впадины. — М.: Недра, 1985 (Тр. ВНИГНИ, вып. 251).
4. Калинин М. К. Геология и геохимия нафтидов. — М.: Недра, 1987.
5. Куанышев Ф. М. Первое межкупольное месторождение нефти на юге Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. № 7. 1988. С. 10—12.
6. Старобинец И. С. Газогеохимические показатели нефтегазоносности и прогноз состава углеводородных скоплений. — М.: Недра, 1986.
7. Старобинец И. С., Стадник Е. В. Типы нефтей и газов восточной части Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. № 12. 1990.

Принята редколлегией 13 января 1991 г.

Ресурсы нетрадиционных полезных ископаемых газовых и газоконденсатных месторождений

В. И. ПЕТРЕНКО, Н. В. ПЕТРЕНКО (АстраханьНИПИгаз)

На месторождениях углеводородов (УВ) определяются запасы лишь традиционных полезных ископаемых: газ, газоконденсат, нефть. При этом запасы газа и газоконденсата подсчитывают только в кондиционных коллекторах, а часть ресурсов месторождения остается за пределами кондиционных коллекторов. Такие участки приурочены к некондиционным коллекторам. В них находятся значительные скопления УВ, которые частично могут извлекаться через эксплуатационные скважины с помощью соответствующих депрессий на пласт. Кроме коллекторов в разрезе месторождений присутствуют неколекторы, доля которых может составлять 50—70 % от общего объема пород. За счет все возрастающего градиента давления, возникающего между неколекторами и коллекторами по мере снижения пластового давления в последних, из неколекторов в коллекторы поступает некоторая часть поровых флюидов — газ, микронепть, вода [10]. Многолетние исследования различных авторов [3, 6, 9, 13] показали, что во флюидах газовых и газоконденсатных месторождений содержатся растворенные цветные, редкие и благородные металлы, ресурсы которых до настоящего времени не оценивались. При этом следует отметить, что в других более трудоемких и энергоемких добывающих отраслях промышленности такие оценки или выполняются, или уже извлекаются некоторые редкие компоненты. Так, в Японии освоено извлечение лития из геотермальных вод [16], в металлургической промышленности высокоразвитых стран осваивается безотходная технология [1].

Для месторождений твердых полезных ископаемых Б. А. Соколов предложил разработать стратегию освоения маломасштабных и рассеянных залежей с пониженными концентрациями компонентов [12]. Применительно ко всем полезным ископаемым А. Кунарев предлагает начать подлинную «инвентаризацию» недр Земли [4].

В данной работе предпринята первая попытка комплексной оценки ресурсов традиционных и в особенности нетра-

диционных полезных ископаемых в пределах гипотетического газоконденсатного месторождения (ГКМ) и далее всех газовых и ГКМ мира.

Оценка выполнена на примере гипотетического ГКМ с нефтяной оторочкой с начальными геологическими запасами пластового газа в кондиционных коллекторах $100 \cdot 10^9 \text{ м}^3$ (табл. 1). Соотношение объемов пород, поровых объемов кондиционных и некондиционных коллекторов, флюидов в пластовом газе принято по аналогии с реальным месторождением при начальных $P=30,5 \text{ МПа}$, $T=363 \text{ К}$. В оценку ресурсов включена также законтурная зона шириной 1 км, расположенная в ореоле рассеяния газов месторождения [11]. Данные табл. 1 свидетельствуют о наличии значительных количеств различных флюидов в некондиционных коллекторах и неколекторах. В поровом объеме всех пород сосредоточено огромное количество воды — $410,3 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ (без законтурной воды). Известно, что энергия упругого расширения законтурной и остаточной вод несколько повышает углеводородоотдачу залежей, а поступление поровой воды из неколекторов в коллекторы может быть значительным, способствуя поддержанию пластового давления [15]. Следует обратить особое внимание на присутствие водяного пара в пластовом газе. Количественное соотношение газа и водяного пара в пластовой системе контролируется в основном типом газоносителя (CH_4 , CO_2 , H_2 и другими термобарическими условиями в залежи) (А. Н. Воронов и др., 1976).

Наряду с остаточной нефтью и растворенным в водах газом к нетрадиционным полезным ископаемым мы относим растворенные во флюидах вещества, в том числе металлы, причем в первую очередь растворенные в пластовом газе, потому что они поступают на поверхность с газом без каких-либо дополнительных энергетических затрат.

Для оценки количества растворенных веществ в пластовой газовой смеси использовали величины концентраций

1. Объемы ($n \cdot 10^6 \text{ м}^3$) флюидов в пределах гипотетической газоконденсатного месторождения с нефтяной оторочкой

Флюиды			Кондицион- ные кол- лектора	Неконди- ционные коллектора	Неколлек- тора	Всего
УВ газ	Свободный	сырой «сухой»	100 000 95 916	909 872,1	4861 4664,2	105 770 101 452,3
	Растворенный	в нефти оторочки	3036	—	—	3036
		в нефти остаточ- ной	2465	428	2292	5185
		в воде остаточной	106	—	—	106
		в воде поровой	—	20	110	130
		Итого	5607	448	2402	8457
	Всего		105 607	1357	7263	114 227
Жидкие УВ	Газоконденсат	Газовая фаза	3750	34	181	3965
		Жидкость	26,15	0,24	1,26	27,65
	Нефть	в оторочке остаточная	13,2 10,7	— 2	— 9,8	13,2 22,5
	Всего (в жидкой фазе)		50,05	2,24	11,06	63,35
Вода	Остаточная		118	—	—	118
	Конденса- ционная	газовая фаза	334	2,9	15,8	352,7
		(пар)				
		жидкость	0,25	0,002	0,012	0,264
	Поровая Законтурная		— 152	46 —	246 —	292 152
	Всего (в жидкой фазе)		270,25	46,002	246,012	562,264

отдельных элементов в углеводородном и водном конденсатах. Как известно, пластовый газ представлен гомогенной парогазовой смесью (парогазоконденсатной в ГКМ), из которой в поверхностных условиях конденсируются высококипящие УВ (газоконденсат) и водяной пар (конденсационная вода). Химический состав и количество растворенных компонентов в органическом и неорганическом конденсатах позволяют определить концентрацию этих компонентов в газовой фазе пластовой смеси.

Количество растворенных веществ в высококипящих УВ определялось через среднюю их концентрацию в газоконденсатах по данным работ [9, 13]. Количество растворенных компонентов в водяном паре оценено по средним величинам концентраций элементов в конденсационных водах. Пробы последних отбирались на многих газовых и ГКМ с различными начальными термобарическими условиями в залежах: $P=14 \div 44 \text{ МПа}$; $T=345 \div 428 \text{ К}$. Микроэлементы в конденсационной во-

де в большинстве проб определялись на атомно-абсорбционном спектрофотометре. Представительность по числу определений концентраций отдельных элементов в водяном паре неодинакова. Однако в целом она высокая (41—390 определений). Минерализация и состав остаточной воды приняты идентичными таковым и законтурной воде, представленной рассолом одного из ГКМ, в пробах которого определено содержание максимального числа микроэлементов. Концентрация всех элементов в поровой воде условно снижена в 2 раза по сравнению с законтурной водой.

Результаты оценки, приведенные в табл. 2 и 3, свидетельствуют о наличии значительных количеств нетрадиционных полезных ископаемых в пластовом газе, ресурсы которых до последнего времени не определялись. Число компонентов, перешедших в пласте в газовую фазу, зависит от термобарических условий в залежах и от соотношения высококипящих УВ и водяного пара. В высокотемпературных

2. Ресурсы ($г \cdot 10^3$ кг) элементов в углеводородах гипотетического газоконденсатного месторождения с начальными запасами пластового газа $100 \cdot 10^9$ м³

Элементы	Пластовый газ			Нефть			Всего
	Высококипящие УВ	Водяной пар	Итого	Остаточная	Оторочки	Итого	
Li	He опр.	0,02	0,02	He опр.	He опр.	He опр.	0,02
B	—»—	0,06	0,06	—»—	—»—	—»—	0,06
F	—»—	0,05	0,05	—»—	—»—	—»—	0,05
Na	16	7,2	23,2	58	68	126	149,2
Mg	He опр.	0,76	0,76	35	40	75	75,76
Al	—»—	0,14	0,14	44	51	95	95,14
Si	—»—	0,69	0,69	68	79	147	147,69
Cl	342	20	362	208	241	449	811
K	75	0,61	75,61	374	435	809	884,61
Ca	He опр.	6,5	6,5	42	49	91	97,5
Sc	0,63	He опр.	0,63	He опр.	He опр.	He опр.	0,63
V	9,8	—	9,8	9,2	11	20,2	30
Cr	29	0,02	29,02	0,43	0,5	0,93	29,95
Mn	4,8	0,59	5,39	1,3	1,5	2,8	8,19
Fe	77	41	118	57	66	123	241
Co	1	0,03	1,03	1,6	1,8	3,4	4,43
Ni	5,3	0,13	5,43	25	30	55	60,43
Cu	109	0,94	109,94	2,4	2,8	5,2	115,14
Zn	10	0,95	10,95	24	27	51	61,95
Ga	He опр.	0,03	0,03	2,3	2,6	4,9	4,93
As	0,09	He опр.	0,09	He опр.	He опр.	He опр.	0,09
Se	1,5	—»—	1,5	—»—	—»—	—»—	1,5
Br	214	23	237	20	24	44	281
Sr	He опр.	0,14	0,14	1,7	2	3,7	3,84
Sb	0,003	He опр.	0,003	He опр.	He опр.	He опр.	0,003
I	19	1,7	20,7	49	56	105	125,7
Ba	2	0,21	2,21	1,8	2,1	3,9	6,11
La	0,1	He опр.	0,1	He опр.	He опр.	He опр.	0,1
Ce	8,6	—»—	8,6	—»—	—»—	—»—	8,6
Sn	0,03	—»—	0,03	—»—	—»—	—»—	0,03
Eu	0,86	—»—	0,86	—»—	—»—	—»—	0,86
Yb	0,32	—»—	0,32	—»—	—»—	—»—	0,32
Lu	0,005	—»—	0,005	—»—	—»—	—»—	0,005
W	0,34	—»—	0,34	—»—	—»—	—»—	0,34
Au	0,007	—»—	0,007	—»—	—»—	—»—	0,007
Hg	0,18	—»—	0,18	—»—	—»—	—»—	0,18
Pb	He опр.	0,1	0,1	—»—	—»—	—»—	0,1
Th	0,66	He опр.	0,66	—»—	—»—	—»—	0,66
Итого:	927,225	104,87	1032,095	1024,73	1190,30	2215,03	3247,125

месторождениях в газовой фазе содержатся значительные количества растворенных веществ, в т. ч. металлов. Происходит относительное накопление металлов в водяном паре, на что указывают коэффициенты концентрации элементов в конденсационной воде по сравнению с морской водой (рис.).

Средние концентрации элементов в водяном паре использованы нами для количественной оценки ресурсов элементов в пластовом газе всех газовых и ГКМ мира с потенциальными запасами газа $560 \cdot 10^{12}$ м³ [2].

Количество водяного пара во всех газовых и ГКМ оценивается в $1,568$ км³ [7]. Соотношение паров высококипящих УВ и воды в пластовом газе при-

нято аналогичным их среднему соотношению в 11 ГКМ, но для потенциальных запасов $280 \cdot 10^{12}$ м³ (условно принимаем только 50 % месторождений газоконденсатными). Таким образом, в газовой фазе всех газовых и ГКМ мира сконцентрировано $430 \cdot 10^9$ кг веществ; в т. ч. цветных, редких и благородных металлов $20 \cdot 10^9$ кг (табл. 4). Стоимость некоторых из них значительна и есть основание предполагать, что часть элементов уже в ближайшее время будет извлекаться из добываемого газа. Кроме того, при наличии в приконтурной зоне высокоминерализованных рассолов, также возможно извлечение растворенных в пластовой воде компонентов [8, 14].

3. Количество ($n \cdot 10^6$ кг) элементов в водах гипотетического газоконденсатного месторождения с нефтяной оторочкой и начальными запасами газа $100 \cdot 10^9$ м³

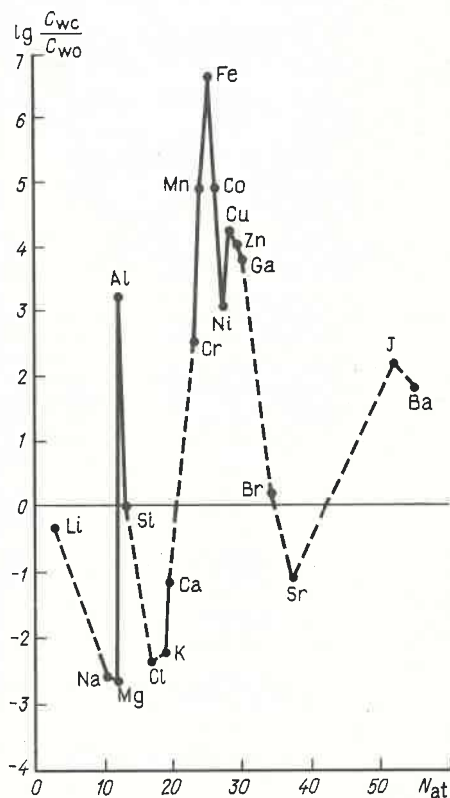
Элементы	Вода			Всего
	Оста- точная	Закон- турная	Паро- вая	
Li	5	6,1	6	17,1
Na	12 465	16 060	15 425	43 950
Mg	65	82	79	226
Al	0,12	0,15	0,15	0,42
Si	1,8	2,3	2,2	6,3
Cl	22 485	28 965	27 820	79 270
K	290	370	355	1015
Ca	1495	1925	1845	5265
V	0,05	0,06	0,06	0,17
Cr	0,11	0,15	0,14	0,4
Mn	11	14	13	38
Fe	18	24	23	65
Co	0,3	0,39	0,38	1,07
Ni	0,3	0,39	0,38	1,07
Cu	0,2	0,26	0,25	0,71
Zn	10	13	12	35
Ga	1	1,3	1,2	3,5
Br	40	50	48	138
Sr	60	77	74	211
I	0,36	0,46	0,44	1,26
Ba	93	120	115	328
Итого:	37 041,24	47 711,56	45 820,2	130 573

4. Количество ($n \cdot 10^6$ кг) элементов в пластовом газе всех газовых и газоконденсатных месторождений мира

Элемент	Пары высо- кокипящих УВ	Водяной пар	Всего
Li	He опр.	15	5
Na	25 963	4885	30 578
Mg	He опр.	512	512
Al	—»—	96	96
Si	—»—	471	471
Cl	73 449	13 961	87 410
K	2193	417	2610
Ca	He опр.	4468	4468
Sc	215	He опр.	215
V	3349	—»—	3349
Cr	63	12	75
Mn	2120	403	2523
Fe	148 707	28 274	176 981
Co	100	19	119
Ni	468	89	557
Cu	3377	642	4019
Zn	3413	649	4062
Ga	He опр.	19	19
As	31	He опр.	31
Se	502	—»—	502
Br	83 274	15 833	99 107
Sr	He опр.	99	99
Sb	1	He опр.	1
I	6017	1144	7161
B	736	140	876
La	34	He опр.	34
Ce	2948	—»—	2948
Sm	89	—»—	89
Eu	294	—»—	294

Продолжение табл. 4

Элемент	Пары высо- кокипящих УВ	Водяной пар	Всего
Yb	108	—»—	108
Lu	1,7	—»—	1,7
W	114	—»—	114
Au	2,4	—»—	2,4
Hg	61	—»—	61
Pb	He опр.	69	69
Th	227	He опр.	227
Итого	357 587,1	72 217	429 804,1



Принципиальные схемы и модели (I, II) формирования аномальных геохимических полей в надпродуктивных отложениях соленосных бассейнов в зависимости от геологических условий

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виноградов В. Н. Комплексное исследование сырья цветной металлургии. — М.: Недра, 1987.
2. Конторович А. Э., Демин В. И., Бакулина Т. В. Методология и опыт теоретико-вероятностной оценки ресурсов нефти и газа в осадочной оболочке Земли как целостной системе// Геология и геофизика. 1983. № 7. С. 21—29.
3. Контроль за разработкой газовых и газоконденсатных месторождений/Г. В. Рассохин, И. А. Леонтьев, В. И. Петренко и др. — М.: Недра. 1979.
4. Кунарев А. Начать подлинную «инвентаризацию» недр Земли//Коммунист. 1986. № 15. С. 52—53.

5. Макогон Ю. Ф. Перспективы развития нефтяной и газовой промышленности мира// Газовая промышленность. 1984. № 5. С. 46—47.
6. Петренко В. И., Заводнов С. С. Роль докритического пара воды в вертикальном массопереносе// Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 2. С. 454—457.
7. Петренко В. И. Связь подземных вод с углеводородами// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 4. С. 116—123.
8. Попов В. М. Микроэлементы в подземных россолах Печорской синеклизы// Бюлл. МОИП. 1975. № 5. С. 139—140.
9. Разработка месторождений со сложным составом газа/Р. Д. Маргулов, Р. И. Вяхирев, И. А. Леонтьев, А. И. Грищенко. — М.: Недра, 1988.
10. Рассеянные углеводороды — перспективный энергетический источник?/В. И. Петренко, О. Ф. Деметьева, Г. В. Рассохин и др.// Газовая промышленность. 1979. № 12. С. 14—17.
11. Савченко В. П. Формирование, разведка и разработка месторождений газа и нефти. — М.: Недра, 1977.
12. Соколов Б. А. Ресурсы земных недр. — Правда, 1981. 11 мая.
13. Старобинец И. С., Курганская Э. В. Микроэлементы в газоконденсатах и их геохимическое значение (на примере нефтегазоконденсатных месторождений Средней Азии)// Докл. АН СССР 1979. Т. 245. № 2. С. 454—457.
14. Сыроватко М. В. Подземные воды — гидроминеральное сырье химической промышленности// Иодо-бромная промышленность. 1965. № 9. С. 10—28.
15. Abnormally high-pressured gas reservoirs subjacent to an «internal water drive»/G. L. Chierici, G. M. Ciucci, G. Sclosahi, L. Terzi// Colloq. Inter. Techn. Explor. et Exploit. Hydrocarbures. Paris, 1975. P. 191—201.
16. The Recovery of Lithium from Geothermal Water in Hatchobaru Area of Kyushu, Japan/K. Yanagase, T. Yoshinaga, K. Kawano, T. Matsucka// Bul. Chem. Soc. Jpn. 1983. Vol. 56. N 8. P. 2490—2498.

Принята редколлегией 25 марта 1991 г.

Рудное и нерудное минеральное сырье

УДК 553.3.07+553.411 (571.55)

© Г. В. Рудакова, 1992

Морфометрические особенности жил Дарасунского золоторудного месторождения

Г. В. РУДАКОВА (ЗабНИИ)

В работах по моделированию рудных месторождений, интенсивно развивающихся в последние годы [1, 2, 3], значительная роль принадлежит морфометрическим исследованиям рудных тел и морфологическому моделированию.

В современных разработках по морфологическому моделированию рудных тел используются количественные морфометрические характеристики. Морфологические модели, основанные на сходстве форм рудных тел с определенными геометрическими фигурами, опираются на конкретные значения протяженности рудных тел по трем осям — длине, ширине и мощности, а также на соотношения этих величин. Такие подходы использованы автором для анализа морфометрических особенностей рудных тел Дарасунского золото-сульфидно-кварцевого месторождения в Восточном Забайкалье.

Дарасунское месторождение располагается в блоке древних (палеозойских) интрузивных пород, окруженном полузамкнутым кольцом мезозойских гранитоидных массивов и интенсивно раздробленном сколовой трещиновато-

стью различных направлений. В результате почти столетней эксплуатации месторождение вскрыто горными выработками до глубины 750 м и относительно полно изучено. Его геологическое строение широко освещалось в отечественной литературе [1, 2, 5, 6 и др.].

Месторождение характеризуется блоковым строением, обусловленным сочетанием протяженных тектонических зон глубинного заложения, имеющих северо-восточное, северо-западное и близмеридиональное простирания. Трещинные системы, контролирующие золото-сульфидно-кварцевые жилы, по ориентировке разделяются на три группы: северо-восточного простирания с падением на юго-восток, реже на северо-запад; северо-западного с субвертикальным падением; субширотного с падением к северу или югу. Эти системы нарушений принадлежат к трещинам скола, заложенным задолго до образования рудных жил. На Дарасунском месторождении известно около 250 жил; из них разведывалось 169.

По 139 детально изученным жилам

автором собраны и систематизированы данные по их элементам залегания и значениям основных морфометрических параметров — длины по простиранию L , протяженности по падению H , мощности M . В дальнейшем указанные характеристики будут называться соответственно: длина, ширина и мощность.

При группировке 139 рудных тел по ориентировке с учетом падения получены следующие результаты: 64,7 % жил имеют северо-западное простирание ($300\text{—}330^\circ$) с крутым падением на северо-восток ($60\text{—}88^\circ$); 24,5 % ориентированы с северо-востока на юго-запад ($35\text{—}65^\circ$) и круто падают на юго-восток ($50\text{—}85^\circ$); 2,9 % составляют жилы субширотного простирания ($80\text{—}110^\circ$) с крутыми южными падениями ($60\text{—}85^\circ$); 4,3 % — рудные тела субширотного простирания ($95\text{—}110^\circ$) с крутым падением на северо-восток ($70\text{—}85^\circ$); 2,2 % жил имеют северо-западную ориентировку ($300\text{—}330^\circ$) с крутым юго-западным падением ($50\text{—}85^\circ$); 1,4 % рудных тел простираются с северо-востока на юго-запад ($60\text{—}80^\circ$) и падают к северо-западу. Таким образом, на месторождении преобладают жилы северо-западного и северо-восточного простираний с падением, соответственно, на северо-восток и юго-запад.

Рудные тела Дарасунского месторождения обычно представляют собой системы сближенных субпараллельных кулисообразно расположенных жил и прожилков. Нередко наблюдаются структуры типа «конского хвоста». Широко развиты также жилы простого строения, для которых характерно ритмичное чередование раздувов и пережимов. Мощность рудных тел непостоянна и колеблется от первых сантиметров до 1,5—2 м, в среднем составляя 0,1—0,25 м, а вместе с окружающими жилы вкрапленными рудами — 0,6—1,5 м. Отличительная черта дарасунских кварц-сульфидных жил — их небольшая мощность при значительной протяженности по простиранию (до 2,2 км). Особую морфологическую группу представляют метасоматические зоны с прожилково-вкрапленной минерализацией. Замечено, что чем протяженнее и мощнее жила, тем сложнее ее морфология. Обычно морфология значительно усложняется на участках изгибов трещин по простиранию или падению.

Для сравнительного морфометрического анализа рудных тел и их группировки использованы максимальные значения длины L , ширины H и максимальной мощности M жил, а также безразмерные характеристики — L/H , L/M , H/M . Эти показатели использовались в работах ряда исследователей [5, 6].

Распределение названных характеристик 139 золото-сульфидно-кварцевых жил было проанализировано с использованием ЭВМ, в результате чего определены статистические параметры (таблица). Установлено, что распределение линейных морфометрических характеристик и их соотношений аппроксимируется логарифмически-нормальным законом распределения. Изменчивость длины и мощности больше, чем ширины (коэффициенты вариации составляют соответственно 110,8 и 112,8 % против 70 %). Действительно, около 80 % жил имеют протяженность от 25,5 до 350 м и мощность от 0,15 до 1,2 м, тогда как распределение рудных тел по ширине более равномерное. Из соотношений линейных параметров наименьшей изменчивостью характеризуется L/H рудного тела.

При всем разнообразии морфологии рудных тел их проекции на вертикальную плоскость имеют круговые, овальные и эллиптические очертания. Их геометрические модели хорошо описываются соотношением осей L и H . Очевидно, что при ограниченном числе классов рудных тел по L/H можно определить максимальное и минимальное значение L по значению H , полученному в полном пересечении рудного тела. Для жил Дарасунского месторождения величина L/H колеблется от 0,2 до 4. При этом более 90 % рудных тел по величине L/H располагается в диапазоне от 0,5 до 2,5.

При обработке первичного материала распределение L/H для 139 рудных тел было сведено в вариационный ряд с классовым промежутком 0,5. Таким образом, множество значений этого параметра разбивается классы I—VIII, а подавляющее большинство жил попадает в морфометрические классы I—V. Гистограмма такого распределения представлена на рис. 1 в сопоставлении с распределением той же величины для 112 рудных тел золото-серебряных месторождений СССР по материалам ЦНИГРИ. Как видно из рисунка, диапазон значений L/H для

Статистические параметры рудных тел Дарасунского месторождения

Характеристика	L , м	H , м	M , м	L/H	H/M	L/M
Минимум	25,5	25,0	0,15	0,2	11,0	22,0
Максимум	2200,0	805,0	6,4	4,0	2069,4	1949,2
Среднее арифметическое	259,1	224,3	0,9	1,3	338,4	371,6
Медиана	205,0	175,0	0,7	1,0	248,0	283,0
Мода	250,0	135,0	0,6	0,7	228,0	298,0
Среднее геометрическое	191,9	177,8	0,7	1,1	248,1	268,0
Дисперсия	82507,3	24486,8	0,6	0,7	87010,8	109276,5
Стандартное отклонение	287,2	156,5	0,8	0,8	250,0	330,6
Коэффициент вариации, %	110,8	70,0	112,8	63,3	87,2	89,5
Ранг	2174,0	780,0	6,2	3,8	2058,0	1927,2
Квартиль						
нижний	120	125	0,48	0,7	158	158
верхний	280	300	0,95	1,6	409	435
Межквартильный ранг	16	175	0,47	0,9	251	277

жил Дарасунского месторождения несколько уже, что объясняется их принадлежностью к одному объекту.

Для каждого статистически определенного класса L/H установлены диапазоны значений эквивалентных классов H/M . Результаты проведенной обработки даны на рис. 2. Вследствие малых мощностей рудных тел разбиение на классы по H/M выполнено в логарифмическом масштабе.

Установление принадлежности золото-сульфидно-кварцевых жил Дарасунского месторождения к ограниченному числу классов по взаимосвязанным линейным морфометрическим характеристикам позволило провести генерализацию исходных данных с учетом распространенности и представительности различных морфологических типов. В итоге выполненного анализа определены конкретные значения отно-

шений линейных морфометрических характеристик, которые могут быть использованы для многовариантных оценок возможной морфологической принадлежности рудных тел, их относительных размеров, а также для оптимизации размещения горных выработок при оценочных и разведочных работах. В силу малых мощностей дарасунских жил ведущая роль в морфометрической группировке рудных тел принадлежит отношению длины жил к ширине.

Для выявления возможных зависимостей между ориентировкой рудовмещающих трещин и морфометрическими классами по величине L/H построена круговая диаграмма (рис. 3). На диаграмме площадь круга разбита через 45° на восемь секторов, в каждом из которых нанесены направления простирания и падения рудных тел и их количество в процентах от 139 рассматриваемых. В дуге над каждым сектором показаны морфометрические классы жил и их процент в данной ориентировке.

Жилы северо-западного простирания с падением на юго-восток представлены всеми морфометрическими классами. Для рудных тел субширотного простирания характерна группа морфометрических классов с L/H от 0,5 до 2. Жилы северо-восточного простирания с юго-восточным падением отвечают морфометрическим классам с L/H от 0,5 до 1,5, а с северо-западным падением полностью представлены только вторым морфометрическим классом (L/H от 0,5 до 1), а жилы господ-

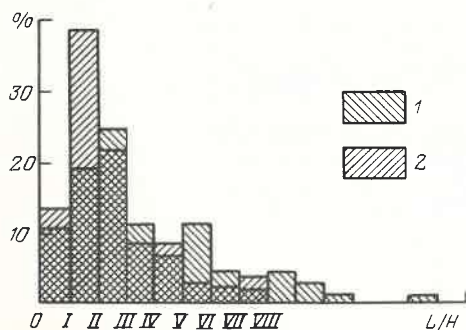


Рис. 1. Распределение рудных тел золото-серебряных месторождений СССР (1) и жил Дарасунского золото-сульфидно-кварцевого месторождения (2) по L/H :

I—VIII — морфометрические классы

ствующих направлений — всеми морфометрическими классами. Это свидетельствует об отсутствии яркой зависимости между ориентировкой рудовмещающих трещин и морфометрическими характеристиками рудных тел. Отсюда следует, что собственно структурные факторы не являются определяющими для морфологии рудных тел.

С целью оценки возможных зависимостей между морфометрией жил и их золотоносностью было проанализировано распределение золота в 22 жилах по материалам детальной разведки. Эти жилы представляют собой пластинчато-подобные тела и разведаны подземными горными выработками на глубину минимум 3—5 горизонтов, т. е. на 150—300 м по вертикали. Жилы сопровождаются ореолами березитизированных вмещающих пород, также несущих золотое оруденение. Опробование «сульфидных» и «вкрапленных» руд производилось отдельно. Выбранные для исследования наиболее полно разведанные и отработанные жилы, расположены в разных частях месторождения. По каждому штреку была составлена выборка, в которую вошли значения мощности и содержания золота отдельно для сульфидной (M1 и C1) и вкрапленной (M2 и C2) частей жил. Размер каждой выборки в среднем составляет около 100 проб. Учитывая, что жилы достаточно крупны, можно полагать, что полученные 126 выборок довольно представительны, чтобы охарактеризовать общие закономерности распределения золота в промышленно значимых рудных телах месторождения. Для каждой выборки на ЭВМ были рассчитаны следующие статистические характеристики: средние значения мощностей и содержания золота в сульфидной и вкрапленной частях жил (M1 и M2, C1 и C2 соответственно), средние значения метрограммов в сульфидной (M1C1) и вкрапленной (M2C2) частях жил, среднее значение суммарного метрограмма ($MC = M1C1 + M2C2$), а также значения дисперсии, стандартного отклонения и коэффициентов вариации для каждой из семи названных величин. Кроме того, для каждой пары последних были рассчитаны коэффициенты парной корреляции.

По этим данным определено положение максимальных значений суммарных метрограммов в разрезе рудных

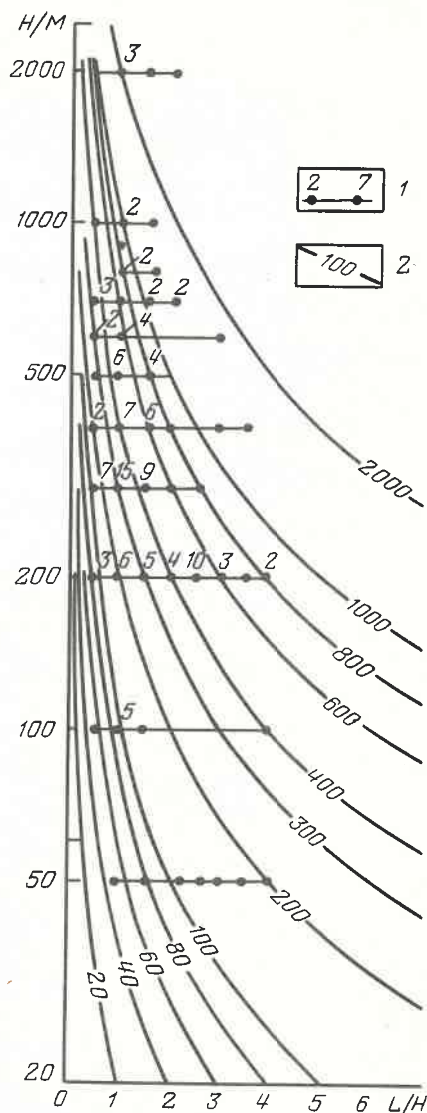


Рис. 2. Зависимость морфометрических характеристик рудных жил и рудных тел Дарасунского месторождения:

1 — диапазон значений L/H в типовых классах H/M и число объектов; 2 — значения L/M

тел. Установлено, что для рудных тел, разведанных на всю глубину, максимальные значения метрограмма MC приурочены примерно к середине их вертикального размаха. При этом в одних случаях точка максимального значения метрограмма делит промышленную часть жилы на две равные части, а в других — эта величина приурочена к участку протяженностью около 50 м. Данная закономерность может служить критерием прогнозирования оруденения на глубину, особенно для «слепых» рудных тел.

Выбранные для статистико-аналити-

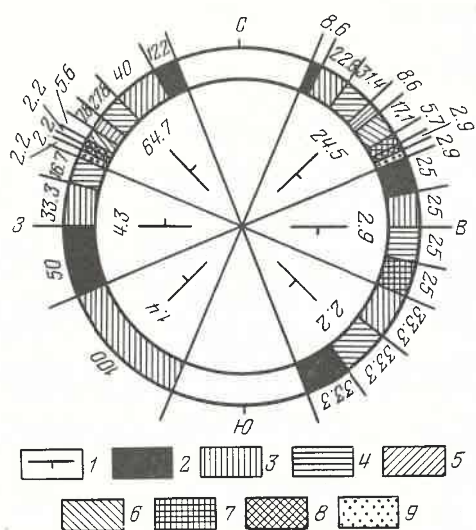


Рис. 3. Распределение рудных жил по ориентировке и морфометрическим классам:

1 — ориентировка рудных тел и их число (в % от общей выборки); 2—9 — морфометрические классы I—VIII с указанием доли жил морфометрического класса (в % от числа жил данной ориентировки)

ческого исследования 22 жилы по L/H входят в морфометрические классы — I—IV и VI, при этом 10 из них попадают во II класс (L/H от 0,5 до 1), а 9 — в III (L/H от 1 до 1,5). На рис. 4 отражены вертикальный размах H этих 19 жил и положения максимальных значений метрограммов. Как видно на рисунке, вертикальный размах жил II морфометрического класса колеблется от 60 до 510 м, а III — от 180 до 600 м. Максимальные значения метрограммов для рудных тел II морфометрического класса оказываются на разных уровнях во всем диапазоне вертикального размаха разведанной части Дарасунского месторождения, в отличие от жил, принадлежащих III морфометрическому классу, где этот диапазон сужен до 170 м. Положение точек максимальных значений метрограммов не зависит от ориентировки рудовмещающих трещин.

В целом в результате проведенных исследований установлено, что морфометрические характеристики рудных тел не зависят от ориентировки рудовмещающих трещин. Жилы Дарасунского месторождения укладываются в диапазон от 0,2 до 4 по L/H ; большая часть рудных жил отвечает диапазонам от 0,5 до 1,0 и от 1,0 до 1,5 по L/H , в которых оказываются и наиболее богатые жилы.

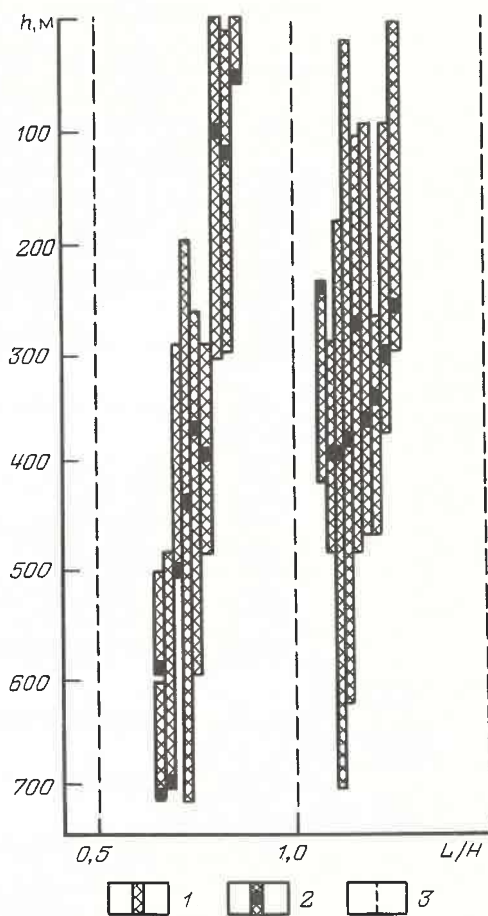


Рис. 4. Вертикальный размах рудных жил и положение максимальных значений метрограммов для жил II и III морфометрических классов:

1 — разведанные части рудных жил; 2 — положение максимального значения метрограммов; 3 — границы морфометрических классов

Положение максимальных значений метрограммов, характеризующих рудоносность жил, не зависит от ориентировки и протяженности рудных тел по падению. Эти величины приурочены к средней части вертикального размаха жил.

Полученные данные могут быть использованы для целей локального прогноза и оптимизации размещения разработок при оценочных и разведочных работах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьев Ю. К., Сергеев В. И. Температура образования халькопирит-пирротиновой ассоциации Дарасунского месторождения (Восточное Забайкалье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 62, 63.
2. Ильина Г. Ф. Объемная минерально-геохимическая зональность Дарасунского место-

- рождения//Минеральные кларки и природа их устойчивости. Мат-лы IV Всесоюз. минерал. семинара. Душанбе; 1986. С. 118—119.
3. Козловский Е. А., Кривцов А. И. Моделирование рудных месторождений: направления и задачи//Сов. геология. 1986. № 3. С. 3—8.
 4. Кривцов А. И. Модели рудных месторождений. — М.: Недра, 1989. С. 15, 55.
 5. Магматизм и оруденение Дарасунского рудного поля/Н. Н. Фёдоров, Л. Д. Зорина, Т. В. Егорова, С. Б. Брандт//Геология и геофизика. 1985. № 4. С. 59—65.
 6. Шербань И. П., Дроздовская А. А., Широких И. Н. Некоторые черты вертикальной зональности березитов (на примере Дарасунского месторождения)//Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М., 1982. С. 47—59.

Принята редколлегией 30 марта 1992 г.

УДК 553.44:552.54(571.53/.54)

© В. Г. Васильев, 1992

Зависимость состава руд от типа фаций в месторождениях миссисипского типа*

В. Г. ВАСИЛЬЕВ (ЗабНИИ)

Барит- и флюорит-свинец-цинковые месторождения в карбонатных породах привлекают все большее внимание исследователей как спорные по генезису — гидротермальные либо осадочные. При этом все исследователи отмечают четкий литологический контроль оруденения и фациальную неоднородность рудоносных толщ. Поэтому вполне понятен возрастающий интерес к литолого-фациальному аспекту этой проблемы. Вместе с тем, он не может быть решен без оценки влияния физико-химических факторов на образование изучаемых пород и руд. Существующие разработки касаются в основном поведения фтора, бария, свинца и цинка в гидротермально-метасоматическом процессе [4]. Однако более логично рассмотреть эту проблему в ее естественно-исторической последовательности, первым этапом которой является седиментация.

Содержание предлагаемой статьи — сравнительный анализ литолого-фациальных обстановок и причин формирования двух разновидностей оруденения: барит-цинк-свинцового и флюорит-свинец-цинкового.

Северное и Западное Прибайкалье представляют в этом отношении благоприятный полигон для литолого-фациальных исследований, благодаря пространственной совмещенности барит- и флюоритсодержащего свинец-цинкового оруденения и большой генетической информативности пород. Строение и состав рифейских рудоносных формаций Прибайкалья типичны для этого промышленно-генетического типа оруденения. Терригенно-

карбонатные образования — это высокорезкие переотложенные и четко отдифференцированные в процессе седиментации продукты кор глубокого химического выветривания (кварцевые песчаники, глиноземистые сланцы, хемогенные карбонатные породы). Они выполняют Прибайкальский краевой и Олоkitский внутренний прогибы в южном обрамлении Сибирской платформы. В поперечном профиле прогибов установлена седиментационная латеральная геохимическая зональность: железо — марганец — фосфор — свинец, цинк [10]. В продольном профиле намечается возрастное скопление оруденения, а в вертикальном разрезе размещение оруденения подчинено ритмостратиграфическому контролю [2]. В локальном масштабе минерализованные пласты и рудные тела располагаются только в тех карбонатных литофациях, которые входят в определенные фациальные ряды.

Типы фациальных рядов рудоносной формации, состав и положение в них оруденения. Среди фациальных рядов отложений, вмещающих барит-сфалерит-галенитовое оруденение (рудопроявления Рыбачье, Йоко, Известковое в Олоkitском прогибе Северного Прибайкалья), выделяются три типа, отражающие стадии развития лагуны.

1. *Начальная стадия.* Фациальный ряд имеет вид: фации песчаного пляжа — береговых глин — известняково-глинистые и известняковые фации лагуны. Такая фациальная обстановка близка к типовой для мелководных частей морских бассейнов. Наиболее активный гидродинамический режим

* На примере Прибайкалья.

имел место в области песчаного пляжа (знаки волновой ряби, градиционная и косая слоистость). Отложения береговых глин (алевропелиты и сланцы с содержанием Al_2O_3 до 20 %) и известняковые фации лагун (темные мергелистые известняки) отлагались в более застойном режиме, что подчеркивается пелитовым составом терригенной примеси, относительно повышенными (до 1 %) содержаниями S_{org} и тонкослоистыми текстурами пород.

По мере осолонения лагуны известняковое осадконакопление сменяется доломитовым. Убедительное объяснение закономерности такого процесса приводится в работах Н. М. Страхова (1962) и подтверждается современными экспериментальными исследованиями.

2. *Стадия активного гидродинамического режима*, связанная с подтоком пресных вод. Фациальный ряд имеет вид: песчаные фации дельты — песчано-доломитовые и доломитовые осадки осолоненной лагуны с периодическим подтоком пресных вод — строматолитовые фации рифа. Ограничено развиты глинисто-гравелитовые литофации временных водотоков, характеризующиеся плохой сортировкой обломочного материала и наличием трещин усыхания в перекрывающих пелитовых осадках.

К этому фациальному ряду: песчано-доломитовым, доломитовым и строматолитовым литофациям — приурочено барит-сфалерит-галенитовое оруденение рудоносных участков Олокинского прогиба. В случае многоярусного размещения оруденения минерализованные пласты и рудные тела разделяются между собой пачками доломитов с участием известняков и мергелей, трактуемых в качестве отложений периодов опреснения лагуны.

Существование подобного фациального ряда отложений, выделенного по литологическим признакам, закономерно и с теоретических позиций. Многими исследователями [Л. В. Пустовалов, 1940; 7, 11] показано, что зона смещения соленых и пресных вод стимулирует образование доломитовых осадков (при $Ca/Mg \geq 1$). Экспериментально этот процесс был воспроизведен Н. С. Курнаковым еще в 1917 г. (Л. В. Пустовалов, 1940). Такие же условия (смена соленых и пресных вод) благоприятны для жизнедеятель-

ности строматолитов (В. П. Маслов, 1960).

3. *Заключительная стадия*. Ввиду большого разнообразия и многократной смены литогенетических типов пород эти отложения относятся к полифациальным осадкам заполнения (компенсации) ванны лагуны. В результате заполнения терригенно-карбонатным материалом на месте лагуны формировалась, вероятно, своеобразная локальная аккумулятивная поверхность выравнивания.

Фациальные ряды отложений, вмещающие флюорит-галенит-сфалеритовое оруденение Ульканской рудной зоны Северо-Западного Прибайкалья, представлены двумя близкими типами (рис. 1): 1) алевроглинистые фации прибрежной части открытой лагуны — доломит-известняковые фации открытой и полузамкнутой лагуны — кремнисто-доломитовые фации замкнутой и полузамкнутой лагуны; 2) алевроглинистые фации прибрежной части замкнутой и полузамкнутой лагуны — кремнисто-доломитовые и кремнисто-магнетитовые фации засоленной усыхающей замкнутой лагуны — известково-доломитовые фации полузамкнутой лагуны с подтоком морских вод открытой части бассейна.

Осадочная (хемогенная) природа кремнистого вещества достоверно устанавливается по характеру его распределения, особенно по локальным поверхностям микроразмывов. В таких случаях визуально и под микроскопом четко видно, что размыву подвергался кремнистый слой и перекрывался доломитом или известковистым доломитом. Кремнистые осадки тесно ассоциируют с магнезиальными. Причем последние не только входят в состав доломита, но и образуют магнезиальные силикаты, превращенные в талькиты (содержание SiO_2 до 60—65 %, MgO — до 35 %).

По данным Н. М. Страхова (1962), в древние эпохи магнезиальные силикаты (типа $MgSiO_2$ или $MgSiO_4$) насыщали засоленные воды и выступали в качестве эвапоритовых минералов. Отсутствие галогенных пород в древних эвапоритовых отложениях является их общей особенностью. В условиях опыта [7] отложение гидромагнезита происходит при высокой карбонатной щелочности раствора и только после выпадения из него основной массы кальцита. Исходя из

этого магнезиально-кремнистые отложения, обогащенные флюоритом, относятся автором к фациям засоленных усыхающих лагун.

Флюорит-галенит-сфалеритовое оруденение приурочено к переходу от кремнисто-доломитовых и кремнисто-магнезитовых отложений засоленной усыхающей лагуны к известково-доломитовым отложениям полузамкнутой лагуны с подтоком морских вод. Чередование этих групп фаций и определило многоярусное и кулисообразное размещение оруденения (см. рис. 1).

Такое положение рудоносных осадков полностью согласуется с данными А. А. Тычинского и Е. П. Акульшиной, которые на основе параметрических описаний пришли к выводу, что «... к моменту накопления рудоносных осадков отмечается повышение солености, в момент образования рудоносных осадков соленость понижалась» [8, с. 78].

Приведенный материал показывает, что типы фациальных рядов не только определяют пространственное положение оруденения, но и контролируют состав рудной минерализации; барит-сфалерит-галенитовое оруденение локализовано в песчано-доломитовых литофациях осолоненных лагун с периодическим подтоком пресных вод, флюорит-галенит-сфалеритовое — в кремнисто-известково-доломитовых литофациях засоленных усыхающих лагун, имеющих периодическую связь с открытым бассейном. Эта зависимость более ярко проявляется при анализе геохимических особенностей литофаций.

Геохимические особенности литофаций и вероятный механизм образования повышенных концентраций рудных элементов. Наиболее показательное распределение по фациям основных рудообразующих элементов: бария, фтора, свинца и цинка.

Барий. Максимальные средние содержания бария (1,2 %) отмечаются в песчаных и песчано-доломитовых отложениях мелководных осолоненных лагун с подтоком пресных вод. С уменьшением терригенной примеси его содержания уменьшаются до 0,23 %.

Весьма показательное распределение бария в породах Ульканской рудной зоны, где карбонатные осадки формировались преимущественно в условиях засоления. На месторожде-

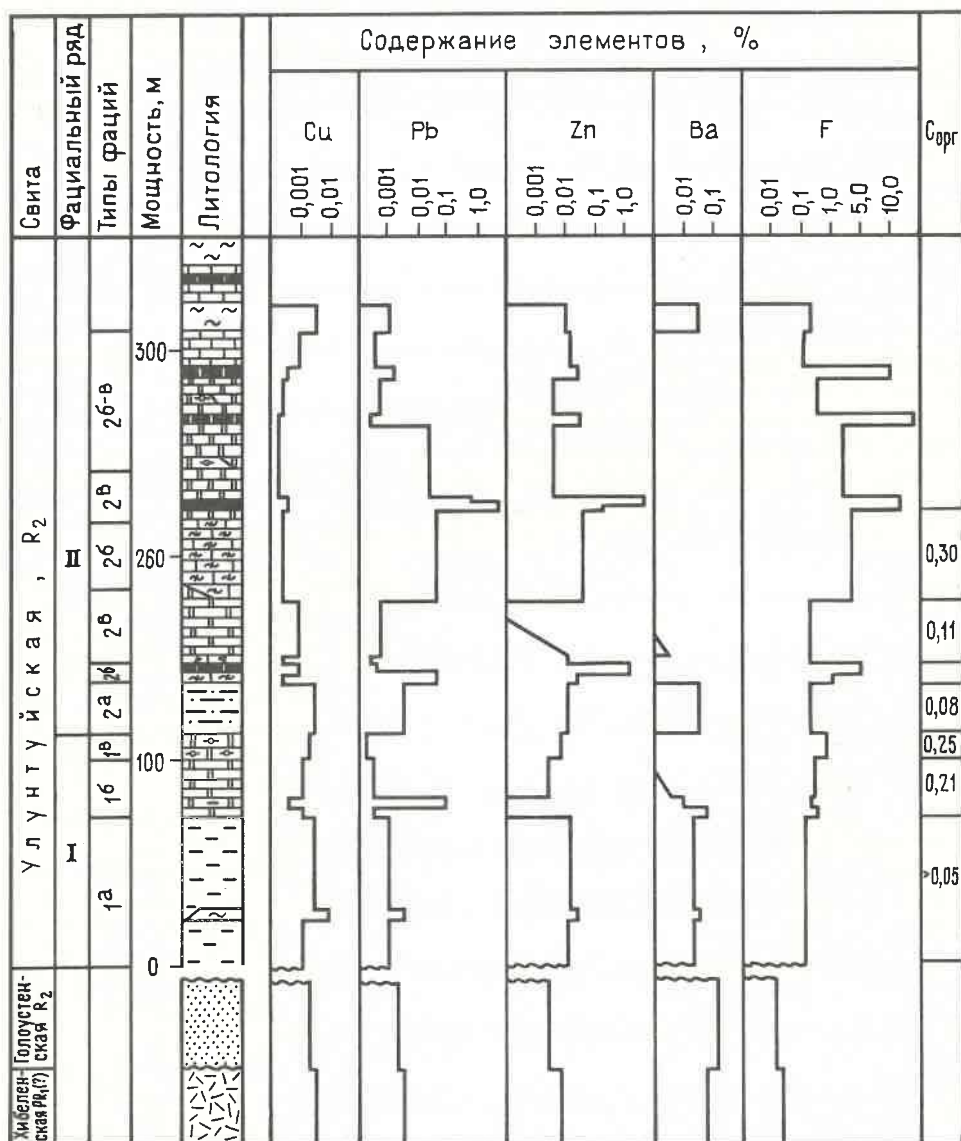
нии Таборном барий закономерно обогащает терригенные осадки и практически отсутствует в карбонатных. Его максимальные средние содержания фиксируются в кварцевых песчаниках голоустенской свиты, которые рассматриваются большинством исследователей в качестве отложений прибрежной аллювиальной равнины. В прибрежных алевритовых осадках лагун содержания бария несколько понижаются, а в карбонатных осадках им обогащаются только нижние их части при переходе терригенных пород в карбонатные (см. рис. 1). Барий и свинец аномально для этих отложений обогащают низы карбонатной пачки при минимальных содержаниях цинка. К югу по простиранию, на соседнем Лево-Ульканском рудопоявлении, на данном литолого-стратиграфическом уровне известна барит-сфалерит-галенитовая минерализация рудных зон 1 и 2, по Ю. А. Синчуку [8]. Выше по разрезу содержания бария и свинца убывают (до полного исчезновения бария), а содержания фтора и цинка возрастают. Далее — в карбонатных отложениях засоленной лагуны барий уже не встречается, а фтор имеет максимальные содержания (см. рис. 1).

Подобное расположение баритового оруденения в зоне перехода песчано-алевролитовых пород в карбонатные отмечается для многих стратиформных баритовых и барит-полиметаллических месторождений Южного Урала (Ирлинское, Бретьакское, Хужинское и др.), Казахстана и Киргизии [1].

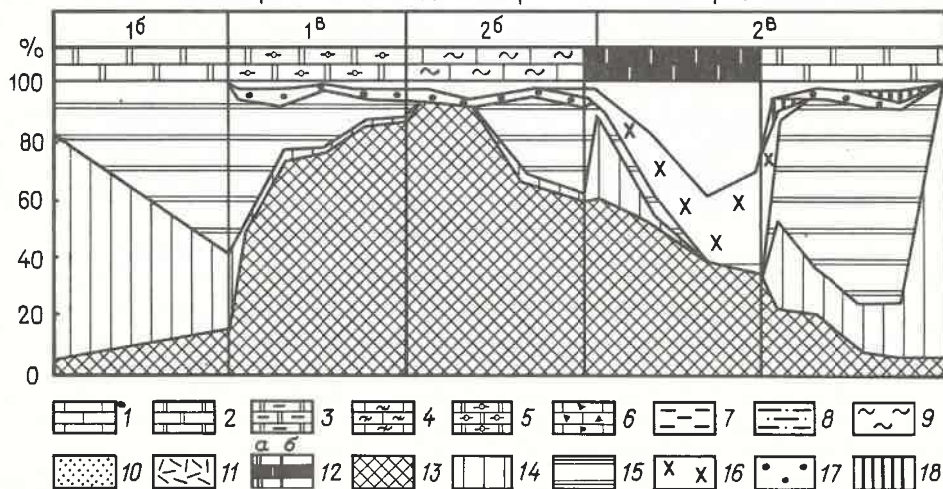
Такое распределение бария по типам литофаций полностью согласуется с его геохимическими свойствами: хорошо известно, что при смешении соленых и пресных вод барий немедленно переходит в осадок. Как отмечал Л. В. Пустовалов (1940), его осаждение начинается вместе с осаждением псаммитов и практически заканчивается с осаждением пелитовых частиц. По данным Д. П. Сердюченко, источником бария могут выступать коры химического выветривания, особенно по сланцам, гнейсам и гранитоидам.

Таким образом, резко аномальное обогащение барием прибрежно-морских и лагунных осадков на геохимическом барьере соленых и пресных вод подтверждается характером его геохимического распределения и закономерно с теоретических позиций.

Фтор. Основной минерал-носитель



Минеральный состав карбонатных пород



этого элемента — флюорит, аутигенные выделения которого в рассматриваемых отложениях подтверждены минералогическими и химическими анализами на CaF_2 .

Распределение флюорита по типам пород свидетельствует об его различных тенденциях к накоплению и служит индикатором фаций повышенной солености. В доломитовых и песчано-доломитовых отложениях осолоненных лагун с подтоком пресных вод (рис. 2) флюорит имеет повышенные и равномерно распределенные содержания 3...6 %. В песчаных осадках дельт он или отсутствует, или не превышает 0,5 %. В образованиях засоленных лагун его максимальные содержания приурочены к двум типам пород: к известнякам и кремнисто-доломитовым известнякам полузамкнутых лагун с подтоком морских вод; к кремнистым доломитам и талькитам засоленных усахающих лагун. На диаграммах состава пород повышенные содержания флюорита образуют два поля: в области существенно известкового состава (75—92 % кальцита) и в области кремнисто-доломитового и кремнисто-магнезитового состава.

В целом геохимическое распределение фтора в разрезе рудоносных отложений Ульканской рудной зоны весьма сложное. Своеобразный ключ к расшифровке закономерностей распределения флюорита — экспериментальные и расчетные данные А. В. Казакова и Е. И. Соколовой (1950). Ими было показано, что по мере концентрации (испарения) морской воды, наряду с увеличением абсолютной концентрации фтора, появляется ряд противоположно действующих факторов: соли кальция понижают, а соли магния повышают раствори-

мость флюорита. В результате этого в момент достижения трехкратного сгущения морской воды растворимость флюорита падает и среда становится насыщенной по фтору. Это первый этап садки флюорита, который достаточно узок: снижение катионов кальция приводит к увеличению растворимости флюорита и его садка прекращается. При прогрессирующем засолении наступает второй этап садки флюорита из рапы. Таким образом, по мере увеличения солености флюорит выпадает из раствора на начальных и конечных стадиях засоления, между которыми он концентрируется в растворе.

В отложениях засоленных лагун первый этап садки флюорита отмечается резким пиком его содержания в зоне перехода известковых осадков в кремнисто-доломитовые (рис. 3). При дальнейшем увеличении доли хемогенного кремнезема и магнезиальности пород (повышении солености) содержания флюорита падают и появляются вновь только в талькитах, отмечая начало второго этапа его садки.

Характерно, что максимально повышенные и рудные концентрации флюорита приурочены к отложениям, которые фиксируют подток морских вод (резкое увеличение кальцита) в засоленную лагуну (кремнисто-доломитовые и кремнисто-магнезитовые оолитовые породы, талькиты). Судя по минеральному составу, геохимическим параметрам и положению в разрезе (см. рис. 1) в фациях полузамкнутой лагуны с подтоком морских вод складывалась весьма своеобразная физико-химическая обстановка. Благодаря постепенному разбавлению засоленных вод лагуны

Рис. 1. Обобщенная литолого-геохимическая колонка отложений и состав карбонатных пород участка Таборного:

литология: 1 — известняки, глинистые известняки темно-серые; 2 — доломитистые и кремнисто-доломитовые известняки, доломиты серые и темно-серые; 3 — доломиты песчано-глинистые серые; 4 — талькиты, тальк-карбонатные породы черные углеродсодержащие; 5 — онколитовые и оолитовые кремнистые доломиты с прослоями талькитов; 6 — брекчии карбонатные; 7 — алевродиты и аргиллиты пестроцветные со знаками волновой ряби; 8 — алевродиты тонкослоистые зеленовато-серые; 9 — алевродиты и сланцы черные углеродсодержащие; 10 — песчаники кварцевые; 11 — кислые эффузивы; 12 — рудные тела про-

жилково-вкрапленной и полосчатой (а), массивной (б) текстур; состав карбонатных пород: 13 — нерастворимый остаток; 14 — кальцит; 15 — доломит; 16 — CaO некарбонатный (связан со фтором во флюорит); 17 — MgO некарбонатный; 18 — FeO некарбонатный; типы фаций: 1а — алевроглинистые прибрежной части открытой лагуны, 1б — доломито-известняковые открытой и полузамкнутой лагуны, 1в — кремнисто-доломитовые замкнутой и полузамкнутой лагуны; 2а — алевроглинистые прибрежной части замкнутой и полузамкнутой лагуны, 2б — кремнисто-доломитовые и кремнисто-магнезитовые засоленной замкнутой лагуны, 2в — известково-доломитовые полузамкнутой лагуны с подтоком морских вод

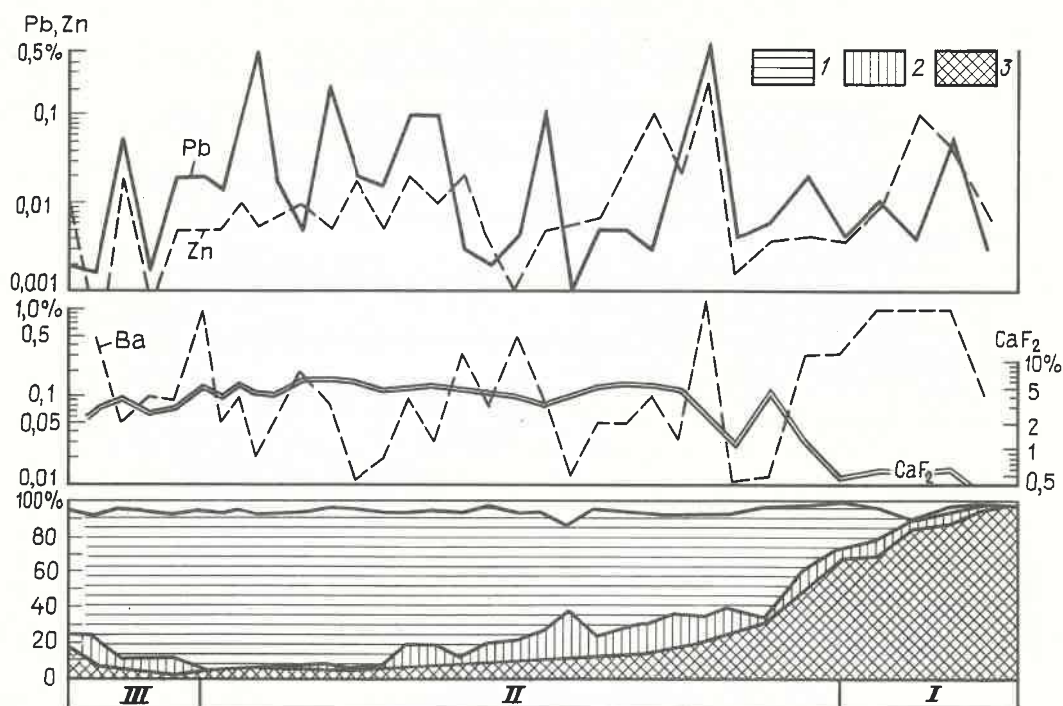


Рис. 2. Минеральный состав пород и распределение рудных элементов в отложениях осолоненной лагуны с подтоком пресных вод (второй фациальный ряд участка Рыбачьего):

1 — доломит; 2 — кальцит; 3 — терригенная примесь; I — песчаные фаши дельты; II — доломитовые, песчано-доломитовые фаши осолоненной лагуны с подтоком пресных вод; III — строматолитовые фаши рифа

нормально морскими, концентрация в растворе катионов кальция была длительное время повышена. Надо полагать, что в этом случае резерв фтора, накопившегося в условиях прогрессирующего засоления, был полностью реализован в CaF_2 при его осаждении кальцием, содержащимся в морских водах нормальной солености. Это резко увеличивало масштабы накопления флюорита в данных отложениях.

Таким образом, характер распределения флюорита полностью согласуется с его геохимическими свойствами и типом фациальных обстановок, в которых он способен накапливаться седиментационным способом.

Свинец, цинк. Одной из отличительных особенностей руд рассматриваемого типа месторождений является не только их разделение на барит- и флюоритсодержащие, но и значительная дифференцированность в содержаниях свинца и цинка. Эта же тенденция сохраняется в геохимическом распределении их в карбонатных породах. Корреляционные связи свинца и цинка в изученных карбонатных отложениях практически отсутствуют

(0,19...—0,12). Некоторое исключение (0,28) представляют лишь кремнисто-магнетитовые образования, фиксирующие условия максимального для этих отложений засоления. В то же время в терригенных породах свинец и цинк обнаруживают значимую корреляционную связь (0,43... 0,60). Выделяются также значимые положительные связи в карбонатных породах между цинком и флюоритом (0,89), свинцом и барием (0,43), т. е. элементами, образующими рудно-минеральные типы в соответствующих фациальных обстановках.

Экспериментальные исследования показывают, что выпадение в осадок свинца и цинка наиболее благоприятно в двух случаях: в зоне смешения морских вод с пресными в результате процесса коагуляции; с увеличением солености морской воды вследствие изоморфного и адсорбционного осаждения металлов карбонатами кальция и магния [5, 6]. Указанные случаи полностью совпадают с типами выделенных фациальных обстановок и могут объяснить механизм осадочной концентрации этих элементов в них.

Вместе с тем существуют некоторые принципиальные различия в их механизме осаждения: осаждение свинца больше зависит от изменения pH среды, а цинк осаждается преимущественно за счет адсорбционного соосаждения с карбонатами кальция и магния [6]. Этим, вероятно, и объясняется отсутствие корреляции и дифференцированное распределение свинца и цинка в условиях карбонатной седиментации. Той же особенностью можно объяснить избирательную приуроченность существенно свинцового оруденения к периферии строматолитовых массивов во многих месторождениях данного типа. В этом случае строматолиты выполняют роль геохимического барьера, благодаря повышению pH в результате своей жизнедеятельности [3].

Кроме того, экспериментальными исследованиями показано, что прогрессирующее возрастание солености увеличивало подвижность этих металлов, создавая условия для их концентрации в растворе [5, 6]. Подсчитано [9], что на ранней стадии сгущения морской воды (стадия садки карбонатов) 40 % Pb и 26 % Zn увлекаются в осадок карбонатами Ca и Mg. При дальнейшем сгущении содержания Pb и Zn в рапе возрастают, а в осадке падают. В условиях опыта на бишофитовой стадии эти металлы вообще не обнаруживаются в осадках, а сохраняются в растворе.

Обобщая изложенное, важно подчеркнуть, что общий ход накопления рудных элементов в условиях карбонатной седиментации представлял не простую схему выпаривания типа «солнечной диаграммы», а более сложный процесс. Решающее значение в нем имели как осолонение (накопление элементов в растворе), так и последующее опреснение водоемов (эффект геохимического барьера). В зависимости от конкретных условий седиментации изменялся не только характер размещения, но и состав минерализации.

Палеофациальный контроль оруденения и зависимость состава минерализации от типа фаций характерны для всех морфологических типов руд, которые пространственно сближены, переходят друг в друга и контролируются одними и теми же факторами. Их термобарометрические характери-

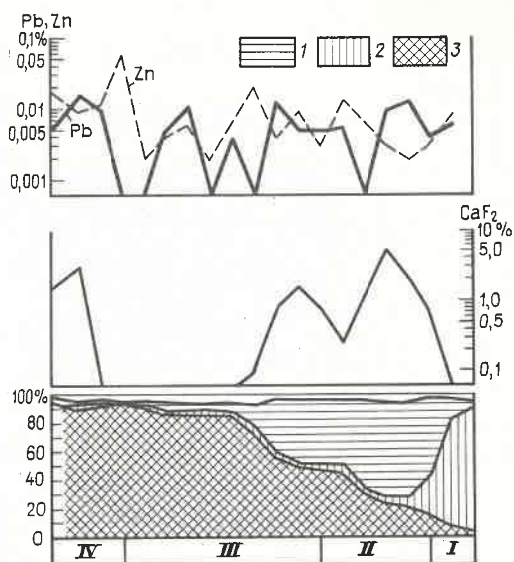


Рис. 3. Минеральный состав пород и распределение рудных элементов в отложениях засоленной замкнутой лагуны (участок Таборный): 1 — доломит, 2 — кальцит, 3 — нерастворимый остаток (хемогенный SiO_2 , магниевые силикаты); I — известняки доломитистые; II — кремнистые доломиты; III — оолитовые кремнистые доломиты; тальк-карбонатные породы; IV — магниевые силикаты (талькиты)

стики также не зависят от текстурно-структурных различий и качества оруденения. На примере распределений флюорита и барита как наиболее контрастных элементов установлено, что они входят в состав руд, приуроченных к фациальным обстановкам, максимально благоприятным для их накопления и резкого осаждения в процессе седиментации. Это дает основание предполагать, что все типы руд были развиты за счет первичных седиментационно-диагенетических скоплений, которые претерпели в дальнейшем различные преобразования с участием процессов локального перераспределения, замещения, выполнения полостей и трещин катаклаза.

Сопоставление геологических материалов по другим районам развития этого типа оруденения (Башкирское поднятие на Южном Урале, Срединный Тянь-Шань, долина Миссури — Миссисипи в США и др.) показывает принципиальное сходство с изученными районами Прибайкалья. Можно предположить, что установленная зависимость состава руд от типа фаций и фациальных рядов свойственна многим месторождениям данного промышленно-генетического типа. Кро-

ме того, во всех перечисленных районах эта зависимость подчеркивается палеоструктурным положением: баритсодержащее оруденение занимает склоны палеовпадин, флюоритсодержащее — центральные части впадин или локальные депрессии на поднятиях.

Трудность установления вертикальной зональности барит- и флюорит-свинцово-цинкового оруденения в Прибайкальском прогибе объясняется именно тем, что в региональном плане здесь проявлена не вертикальная, а горизонтальная зональность. Она в значительной мере обусловлена палео-профилем фундамента, определявшим фациальные обстановки накопления рудоносных осадков.

Таким образом, анализ фактического материала с учетом имеющихся данных экспериментальных и теоретических исследований приводит к выводу о палеофациальном контроле барит- и флюорит-свинцово-цинкового оруденения в карбонатных породах и влиянии типов фациальных рядов на состав рудной минерализации в полном соответствии с геохимическими свойствами рудообразующих элементов в условиях карбонатной седиментации. В таком понимании литологический контроль оруденения позволяет создать генетические модели на новой основе для прогнозных оценок площадей развития терригенно-карбонатных отложений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Барит*/Под. ред Ю. Е. Баранова. — М.: Наука, 1986.
2. *Васильев В. Г.* Ритмостратиграфический контроль свинцово-цинкового оруденения Прибайкалья//Тез. докл. I Всесоюзной конференции по проблеме «Условия образования и закономерности размещения стратиформных месторождений цветных, редких и благородных металлов». Фрунзе, 1985. Ч. 1. С. 245—246.
3. *Васильев В. Г.* Роль строматолитовых построек в локализации свинцово-цинковой минерализации в карбонатных породах (на примере Прибайкалья)//Рудоносные и рудные формации Забайкалья и смежных регионов. Чита, 1988. С. 221—223.
4. *Кунц А. Ф.* Гидротермально-метасоматическое минералообразование в карбонатных породах (Экспериментальные модели). — Л.: Наука, 1987.
5. *Листова Л. П.* Осаждение некоторых соединений свинца, цинка и меди в морской воде//Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., 1973. С. 205—225.
6. *Листова Л. П., Бондаренко Г. П.* Дифференциация меди, свинца и цинка в условиях окислительной и восстановительной геохимических фаций//Типы рудоносных фаций. М., 1978. С. 43—61.
7. *Нечипоренко Г. О., Бондаренко Г. П.* Условия образования морских карбонатов (по экспериментальным данным). — М.: Наука, 1988.
8. *Прибайкальский полиметаллический рудный пояс*/А. А. Тынинский, Е. П. Акулышина, М. В. Баулина и др. — Новосибирск: Наука, 1984.
9. *Родионова И. П., Богашова Л. Г.* Экспериментальное изучение поведения тяжелых металлов в процессе галогенеза//Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М., 1985. С. 29—37.
10. *Синчук Ю. А., Кичко А. И.* Палеотектонический и литолого-фациальный контроль локализации свинцово-цинковых проявлений Западного Прибайкалья//Литология и полезные ископаемые. 1981. № 1. С. 100—107.
11. *Folk R. L., Land L. S.* Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1975. N 1. P. 60—68.

Принята редколлегией 25 марта 1991 г.

Региональная геология и тектоника

УДК 551.24

© В. Е. Хаин, 1992

Глубинные разломы, геоблоки, террейны и тектоника плит

В. Е. ХАИН (МГУ)

С появлением новой парадигмы в истории той или иной науки неизбежно возникает вопрос об отношении выдвинутых ею понятий к понятиям, развивавшимся в рамках более старых представлений. Было бы неверно отвергать старые представления и строить систему абсолютно новых. Это неверно как в общественных, так и в естественных

науках, поскольку на каждой ступени своего развития наука обобщает, пусть и несовершенно, известные к данному времени факты, а факты остаются таковыми же, хотя их толкование может коренным образом измениться. С этих позиций уместно, даже необходимо, рассмотреть вопрос о соотношении такого укоренившегося понятия, как

понятие о глубинных разломах, и относительно более новых, но, на мой взгляд, имеющих традиционные корни понятий о геоблоках и террейнах с теорией тектоники литосферных плит — современной господствующей (и по справедливости) парадигмой не только геотектоники, но и теоретической геологии вообще (ранее, вероятно, не совсем удачно мною сделано то же самое в отношении геосинклиналей [13]).

Учение о глубинных разломах, стихийно созревавшее в умах геологов в 30—40-е годы XX в. нашло, так сказать, «организационное оформление» в знаменитой статье А. В. Пейве 1945 г., явившейся одновременно мощным стимулом для дальнейшего быстрого развития нового направления в отечественной науке. Пожалуй, с наибольшим энтузиазмом оно было поддержано геологами-металлогенистами, поскольку легко и просто объясняло основные закономерности размещения рудных месторождений в складчатых областях и фундаменте платформ. И сейчас металлогенисты во главе с Е. А. Радкевич [9] остаются наиболее стойкими приверженцами этого учения, причем в его почти первоначальной форме, не взирая на то, что А. В. Пейве в последующих работах [8] значительно изменил свое понимание глубинных разломов, увязав его с признанием большой роли горизонтальных движений земной коры по сдвигам и надвигам.

Согласно классическому определению, глубинные разломы отличаются от обычных разломов тремя свойствами: большой протяженностью (сотни, нередко более тысячи километров), большой глубиной заложения (должны достигать мантии), большой длительностью развития (десятки, иногда сотни миллионов лет). К этим признакам автор предложил добавить четвертый — разломы должны разделять блоки земной коры (и литосферы), резко отличающиеся по структуре и развитию (В. Е. Хаин, 1963). По существу, это и есть геоблоки Л. И. Красного [4].

Какие структурные элементы, выделяемые в тектонике плит, могут соответствовать указанным критериям? Прежде всего следует вспомнить о границах литосферных плит — дивергентных и конвергентных. Дивергентные границы представлены осями спрединга

в океанах, выраженными рифтовыми зонами срединно-океанических хребтов. Их мантийное заложение несомненно, протяженность огромна, длительность развития бесспорна. Однако разделяемые этими осями литосферные плиты имеют в общем сходное, хотя, как показывают детальные исследования последних лет, не тождественное строение. На роль эквивалентов глубинных разломов могут с достаточным основанием претендовать и крупные рифтовые системы континентов, такие как Восточно-Африканская, Западно-Европейская, Восточно-Азиатская, которые, по существу, подразделяют крупные литосферные плиты на субплиты, т. е. являются дивергентными границами второго порядка. Так, некоторые исследователи к востоку от Восточно-Африканской рифтовой системы выделяют Сомалийскую плиту, доказывая ее самостоятельность по отношению к Африканской. Кроме того, континентальные рифтовые системы в ряде районов (Аденский и Калифорнийский заливы, море Лаптевых) непосредственно переходят в океанские. Таким образом, как океанские так и континентальные рифты, по крайней мере крупнейшие из них, могут рассматриваться как глубинные раздвиги.

Менее бесспорный эквивалент глубинных разломов — древние дивергентные границы, проходящие в пределах современных пассивных окраин, обычно их континентальных подножий, по границе континентальной и океанской коры. По идее они должны отвечать начальному положению оси спрединга, но сосредоточенному спредингу обычно предшествует рассеянный с образованием утоненной континентальной коры, пронизанной густой сетью основных даек. Такая кора переходного или «субокеанского» типа занимает, как правило, довольно широкие полосы между областями развития типичной континентальной и типичной океанской коры. Обе границы промежуточной полосы и в особенности граница с «настоящей» океанской корой иногда скрыты под многокилометровой толщей осадков континентального подножья и поэтому с трудом устанавливаются. В некоторых случаях их выявлению способствуют протяженные линейные магнитные аномалии, прослеженные, в частности, в Атлантике вдоль

побережий Северной Америки и Западной Африки. В общем же краевые разломы континентов, особенно четко выраженные на трансформных окраинах, действительно могут быть отнесены к категории глубинных разломов, но с оговоркой, т. к. они не обладают одним присущим им свойством — длительностью развития.

Если выявление таких разломов на современных пассивных окраинах континентов достаточно трудная задача, то тем более это относится к древним, доюрским пассивным окраинам, которые не сохранились в первоизданном виде, а подверглись интенсивным деформациям и перекрыты надвигами внутренних зон складчатых сооружений. В свое время Н. С. Шатский (1956) ввел понятие краевых швов платформ, имея в виду те ограничения последних, где платформа, обычно ее кристаллический щит, непосредственно контактирует со складчатыми сооружениями. Примеры таких соотношений — граница Скандинавских каледонид с Балтийским щитом и граница Аппалачей с Канадским щитом. А. А. Богданов (1955) предположил, что там, где между складчатым сооружением и платформой развивается передовой (краевой) моласовый прогиб, погребенный краевой шов должен простирается вдоль оси такого прогиба, т. е. между его внутренним и внешним крыльями. Все эти представления наталкивают на мысль о том, что краевые швы являются первичными ограничениями платформ, за которыми начинаются геосинклинальные системы.

Современные данные о строении зон перехода от складчатых сооружений к платформам позволяют оценивать их иначе. Практически повсеместно складчатые сооружения перекрывают края платформ по крупноамплитудным надвигам (вернее, платформы подвинуты под них), в результате истинные ограничения платформ, а следовательно, и континентов скрыты где-то далеко в глубине таких сооружений. «Линия Логана» на границе Аппалачей и Канадского щита (краевой шов по Н. С. Шатскому) оказалась фронтальным надвигом внешней миогеосинклинальной зоны этой складчатой системы, выполаживающимся с глубиной и имеющим значительную горизонтальную амплитуду. А Скандинав-

ские каледониды представляют собой крупную аллохтонную пластину, лежащую без каких-либо корней на склоне Балтийского щита, породы которого выступают в ее тылу на побережье Норвежского моря и даже в море, в Лофотенском архипелаге.

Таким образом, ни в том, ни в другом регионе истинный край платформы не может быть отождествлен с «краевым швом», намеченным Н. С. Шатским. Тем более данные швы не могут быть приняты за край континента, т. к. со стороны складчатых систем к ним примыкают не океанские образования, а образования бывшей пассивной окраины того же континента, в настоящее время слагающие внешние «миогеосинклинальные» зоны этих систем. В большинстве случаев подобные швы, в действительности представляющие собой фронтальные надвиги складчатых сооружений, возникают на границе бывших внутренних и внешних частей шельфа пассивной окраины, но даже подобное обстоятельство надо считать лишь некоторой тенденцией, а, отнюдь, не закономерностью. Как впервые показал Р. Трюмпи (1960) на примере Альп, деформационный фронт нередко пересекает границы фаций и изолиний мощностей, вовлеченных в деформации отложений и, таким образом, не имеет особого ни палеогеографического, ни палеотектонического смысла.

Может быть, к древним краевым швам платформ и континентов относятся внешние ограничения офиолитовых покровов, поскольку заведомо представляют собой кору океанского типа? Данное предположение не касается таких останцов офиолитовых шарьяжей, как массивы Крака и шарьяжи Уфимского амфитеатра (Бардымский и др.) на Урале и их аналоги в других складчатых сооружениях, например офиолиты Бэй-оф-Айлендс на о-ве Ньюфаундленд, грандиозный офиолитовый массив Оманский, поскольку все они подстилаются континентальной корой.

Все чаще в качестве краевого шва рассматривается Главный Уральский разлом. Но это справедливо лишь в том случае, если древняя континентальная кора Восточно-Уральского поднятия является корой самостоятельного микроконтинента, а не выступом фундамента, продолжающегося под

Тагило-Магнитогорским «синклини-
рием», вернее, синформой, того же
Восточно-Европейского континента,
пусть даже утонченного и переработан-
ного. Последнее предположение бо-
лее вероятно, поэтому истинную первич-
ную границу континента надо искать
еще восточнее, в Зауралье, подобно
тому, как первичная восточная грани-
ца Северо-Американского континента
теперь усматривается в полосе Нью-
Брансуикской магнитной аномалии в
пределах Приатлантической равнины,
т. е. к востоку от современных Аппа-
лачей.

К данному вопросу можно подойти
и несколько с другой стороны. Согласно
современной тектонике плит, развитие
океанов, начинаясь спредингом и рас-
ширением, заканчивается их «захло-
пыванием» в связи с коллизией перво-
начально разделенных океаном конти-
нентов. В этом и состоит цикл Вилсона.
Коллизия начинается субдукцией
океанской литосферы. Зоны субдукции
это известные сейсмофокальные зоны
Вадати — Заварицкого — Беньофа.
Совершенно очевидно, что такие зоны
полностью отвечают понятию о глу-
бинных разломах. Более того, это
сверхглубинные разломы, ибо они не
только пересекают границу Мохо, но
и проникают глубоко в мантию. Когда
субдукция переходит в коллизию, т. е.
заканчивается поглощением океанской
литосферы и столкновением одного
континента с другим, бывшие ди-
вергентные границы — краевые швы
континентов — сливаются в одну кон-
вергентную и, таким образом, практи-
чески не сохраняются в ископаемом
виде, за редкими исключениями, когда
«захлопывание» океана происходит
не полностью и остаются реликтовые
бассейны типа Прикаспийского [1].

Коллизионные швы или, с у т у р ы, —
важнейшие элементы структуры конти-
нентов, складчатых систем и фундамен-
тов платформ. С их выделения и просле-
живания, по существу, должно начи-
наться тектоническое районирование
при составлении тектонических карт.
Главными признаками сутур служат
линзы офиолитов, в частности серпенти-
низованных перидотитов, серпентини-
тового меланжа, глаукофановых слан-
цев, в древних швах, по-видимому,
замещаемых эклогитами, бластомило-
нитов, повышенный метаморфизм и
дислоцированность пород, а также
линейные магнитные аномалии в соче-

тании с гравитационными ступенями.
Но даже при отсутствии этих призна-
ков различия структуры и истории
развития разделенных разломом бло-
ков, часто ярко отраженные в гео-
физических полях, форме и ориентиро-
вке гравитационных и магнитных ано-
малий, позволяют предполагать при-
надлежность разлома к сутурам.

К глубинным разломам могут быть
отнесены крупные т р а н с ф о р м н ы е
р а з л о м ы океанов, названные
м а г и с т р а л ь н ы м и [12]. Они
простираются на многие тысячи кило-
метров, их мантийное заложение до-
казывается сейсмикой и нередко вы-
ступающими вдоль них серпентинито-
выми диапирами, а время развития
соответствует времени становления
данного сегмента океана, обычно ис-
числяясь десятками и даже более чем
сотней миллионов лет. Магистраль-
ные разломы обладают еще двумя
особенностями. Во-первых, в том или
ином виде они продолжают в пре-
делы континентов, во-вторых, подраз-
деляют океан на одновременно рас-
крывающиеся сегменты. Это хорошо
видно на примере Атлантики, где к
подобным разломам принадлежат раз-
ломы Чарли-Гиббса, Гренландско-Фар-
ерского порога, Азоро-Гибралтарский,
Экваториальной зоны, Риу-Гранди,
Фолклендско-Агульясский. Такие раз-
ломы в течение определенного вре-
мени могли служить, а некоторые слу-
жат и сейчас, например Азоро-Гибрал-
тарский, границами литосферных плит.
Выходя к континенту, они могут
фиксировать собой границу океанской
и континентальной коры на трансформ-
ных окраинах, как у северного по-
бережья Гвинейского залива или на
окраине Южной Африки, подрезан-
ной восточным продолжением Фолк-
лендско-Агульясского разлома.

В качестве глубинных разломов
обычно рассматривались и крупные
сдвиги, возникающие на орогенной ста-
дии развития складчатых сооружений;
типа разломов Сан-Андреас в Кали-
форнии или Таласо-Ферганского в
Тянь-Шане. В самом деле, они отли-
чаются достаточно большой протяжен-
ностью и длительностью развития.
Однако, как показывает распределение
очагов землетрясений, глубина их
проникновения в кору вряд ли превы-
шает 15—20 км. Нет вдоль них и
проявлений мантийного магматизма. И
они не столько разделяют различные

геоблоки, сколько смещают разделенные ими части геоблока. Поэтому, строго говоря, трудно называть эти и подобные им разломы глубинными. Не являются, по-видимому, таковыми и эпиорогенные рифты.

В связи со сказанным о глубинности сдвигов возникает более общий вопрос о глубинности крупных разломов вообще. По данным сейсмологии, особенно многоканальному сейсмопрофилированию методом отраженных волн, в литосфере существуют три уровня затухания разломов. Первый уровень проходит в подошве верхней, наиболее хрупкой части коры. Здесь заканчиваются большинство разломов, резко выполаживаясь и сливаясь в единую поверхность срыва верхней коры с нижней, более пластичной. С верхней корой связано большинство землетрясений, как правило, не очень крупных, хотя есть и крупные — Ташкентское, Газлийское, Спитакское и др. Второй уровень совпадает с поверхностью Мохо, а третий, которого достигают немногочисленные, наиболее крупные разломы, — с границей литосферы и астеносферы. Еще глубже проникают только сейсмофокальные зоны Вадати — Заварицкого — Беньофа.

Разломы, заложившиеся на стадии развития океанов и подвижных поясов, сохраняются затем в фундаменте образованных на основе последних платформ, и как ослабленные зоны находят свое отражение в платформенном чехле в виде зон повышенной дислоцированности, а также трещиноватости, проявленных на космоснимках линейными элементами [11]. Новообразованными в платформенную стадию можно считать лишь глубинные раздвиги рифтовых систем.

Итак, глубинным разломам в их традиционном понимании в плитно-тектонической системе понятий соответствуют рифтовые зоны океанов и континентов (глубинные раздвиги), магистральные трансформные разломы океанов, краевые швы современных пассивных и трансформных континентальных окраин, сверхглубинные сейсмофокальные зоны Вадати — Заварицкого — Беньофа (глубинные поддвиги), коллизионные швы (сутуры) — маркеры древних зон столкновения в пределах складчатых систем материков и фундамента платформ и их погребенные продолжения под плитным чехлом и, наконец, с определенной

оговоркой, крупные в основном после-складчатые сдвиги орогенов. Сходный временной ряд разломов намечен А. Л. Врублевским [2] на примере Восточной Азии.

Реальность существования глубинных разломов, в т. ч. вертикальных или субвертикальных, подтверждают материалы, полученные по многочисленным профилям глубинного сейсмического зондирования, проведенного украинскими геофизиками в сотрудничестве с восточноевропейскими на юге европейской части страны и в странах Восточной Европы [5, 6], а также отечественными геофизиками на Урале, в Сибири, Казахстане и Тянь-Шане.

Реальностью следует признать и существование глобальной сети разломов и трещин, закономерно ориентированной относительно оси вращения Земли и названной Р. Зондером регматической. В составе сети наиболее обоснованным [3] представляется выделение трех сопряженных систем разломов и трещин: ортогональной и двух диагональных, расположенных относительно друг друга под углом 30° . При этом единственным разумным объяснением происхождения подобной сети разломов, предложенным в настоящее время, является гипотеза о ее образовании под влиянием напряжений, вызываемых перестройкой фигуры Земли при изменении скорости ее вращения. Такие изменения должны были происходить непрерывно на протяжении геологической истории, происходят они и в современную эпоху, что доказывается наблюдениями со спутников.

Представление об устойчивой регматической сети лишь на первый взгляд противоречит мобилизму и, в частности, тектонике плит (В. С. Буртман, 1978; В. А. Буш, 1983). Как отмечает В. С. Буртман, при изменении положения плиты относительно оси вращения Земли и соответствующем изменении ориентировки ротационных напряжений энергетически более выгодно не заложение новой сети разломов и трещин, а возобновление смещений вдоль существующей сети, поскольку угловое расстояние между возможным положением новой трещины или разлома и более старыми в любом случае не может превысить 15° — половины расстояния между основными их систе-

мами. Другое дело, что характер смещений может измениться — раздвиг сменится сдвигом и т. п.

Существующие разломы как ослабленные зоны в литосфере могут быть использованы при расхождении и взаимном перемещении литосферных плит, о чем справедливо писали В. А. Буш и У. Брайан [14]. Еще ранее Н. С. Шатский говорил о том, что глубинные разломы это рельсы, по которым движутся относительно друг друга блоки земной коры, причем он имел в виду лишь их вертикальные перемещения. Позднее Дж. Т. Вилсон (1965) показал, что трансформные разломы раскрывающихся океанов возникают вдоль разломов, уже существовавших в континентальной литосфере, т. е. последним принадлежит значительная роль в процессе океанского спрединга.

Прежде чем перейти к рассмотрению геоблоков, отметим что они не чужды тектонике плит, поскольку один из основоположников этой теории У. Дж. Морган (1968) первоначально именовал плиты геоблоками. Вообще же понятие о геоблоках появилось, очевидно, стихийно и эмпирически на основании наблюдений, показавших, что земная кора устроена дискретно, естественно расчленена на блоки, различающиеся по строению и развитию, а следовательно, и набору полезных ископаемых, и разделенные разломами, причем первоначально считалось, а ряд геологов полагают и сейчас, что вдоль разломов происходили исключительно вертикальные перемещения.

«Блочное» строение земной коры и всей литосферы наиболее очевидно для фундамента древних платформ, для их кристаллических щитов, где оно наблюдается «простым глазом». Не случайно Балтийский, Украинский и Алданский щиты в нашей стране и Канадский за рубежом достаточно давно разделены на блоки (в Канаде их именуют «провинциями»), причем деление производилось практически однозначно разными учеными. В дальнейшем геофизические исследования показали, что как блоки, так и границы между ними отчетливо выражены в геофизических полях, а пограничные между блоками разломы секут поверхность Мохо и поэтому могут называться глубинными.

С позиций тектоники плит блоки

щитов отвечают малым литосферным плитам, обособившимся в раннем протерозое, а границы между ними — коллизионным сутурам (для Украинского щита это было обосновано Е. Б. Глевасским [7]). В отличие от прежних представлений, согласно которым смежные блоки сформировались и всегда находились рядом друг с другом, теперь приходится признать, что первоначально они могли находиться на достаточно большом удалении (это подлежит проверке палеомагнитными исследованиями) и лишь где-то в конце раннего протерозоя или позднее сомкнулись, образовав мозаику, которая наблюдается в фундаменте кратонов. Так, Становой пояс располагался сначала достаточно далеко от собственно Алданского щита и лишь позднее примкнул к нему, что и отмечено сутурой между ними («Становой шов»).

Из сказанного следует, что в отношении выделения геоблоков в фундаменте древних платформ на практике не существует противоречия между тектоникой плит и геоблоковой концепцией, о котором пишет Л. И. Красный [4, с. 50]: «Принципиальное отличие идей геоблоковой делимости планеты от плейт-тектоники заключается в том, что первая исходит из особых обстановок, начавших складываться в ранние этапы истории Земли...» В действительности, и современная тектоника плит признает определенное отличие раннепротерозойской «тектоники малых плит» от современной, происходящей на протяжении последнего миллиарда лет истории Земли. Тем более это касается архея. Однако трудно согласиться с точкой зрения, что сложившееся в раннем протерозое дискретное строение литосферы непосредственно наследовало гетерогенность первичной Земли, возникшую еще в процессе ее аккреции, поскольку все больше данных свидетельствует об интенсивном разогреве и значительном, если не полном, переплавлении вещества новорожденной планеты.

Особое место в структуре фундамента кратонов занимают протерозойские гранулит-гнейсовые пояса типа Гренвильского или Мозамбикского и Беломорского. В настоящее время достаточно ясно, что они представляют собой фактически зоны «гиперколлизии» между сложенными непереработанными

архейскими породами протоплатформенными блоками. Очевидно, их и надо рассматривать как межблоковые пояса, выделяемые и Л. И. Красным, причем не только для раннего докембрия.

В позднепротерозойских и фанерозойских складчатых поясах основная делимость на геоблоки определяется наличием сутур, маркирующих древние зоны конвергенции литосферных плит, а также древних магистральных трансформных разломов. Современные трансформные разломы этого же класса могут рассматриваться как ограничения геоблоков внутри главных литосферных плит.

Анализ карты районирования территории СССР на геоблоки [4] показывает: большая часть геоблоков отвечает блокам, традиционно выделенным в фундаменте древних платформ; часть разграничена офиолитовыми швами или вулкано-плутоническими поясами — сутурами, соответствующими границам плит, выделяемых и сторонниками плейт-тектоники; некоторые из них (Скифско-Туранский, Западно-Сибирский) представляют собой молодые платформы, под чехлом которых скрыты подобные сутуры, не отмеченные, однако, в схеме Л. И. Красного, в то время как намеченные им границы являются не тектоническими, а эрозионными.

Несколько особую категорию геоблоков, очевидно, подчиненного значения по отношению к тем, о которых шла речь, составляют мелкие блоки (в поперечнике десятки или первые сотни километров), выделяемые под названием террейнов во внутренних эвгеосинклинальных (в доплитной терминологии) зонах Тихоокеанского кольца подвижных поясов и др. Они характеризуются не только малыми размерами, но и тем, что являются, по-видимому, не литосферными, а коровыми блоками, перемещавшимися по поверхности Мохо, а не астеносферы. Возможно, их следует называть коровыми блоками в отличие от литосферных геоблоков.

Главные особенности «террейновых» блоков состоят в том, что, во-первых, смежные блоки, разделенные разнотипными разрывами, не могли первично развиваться рядом друг с другом; их современное сочетание явно вторично. Во-вторых, по отношению к краю ближайшего континента они должны

были испытать не только поперечное, но и еще большее продольное перемещение, прежде чем примкнуть к краю.

Террейновая концепция, возникшая в середине 70-х годов при изучении Кордильер Аляски, вскоре распространилась на Канадские, а затем и на Северо-Американские Кордильеры в целом. В 80-е годы она стала применяться к подвижным поясам практически всех возрастов и всех континентов, включая Северо-Восток СССР, столь сходный с Кордильерами и лежащий на их прямом продолжении. Весьма подходящий объект для террейнового анализа Центральный Казахстан, мозаичная структура которого подчеркивалась многими исследователями.

Между тем против концепции выступили Дж. Шенгёр и Дж. Дьюи [15], считая ее не только бесполезной, но и вредной. Прежде всего ученые отмечают, что термин «террейн» и само понятие не новы. В этом они, несомненно, правы. Как отмечает С. Д. Соколов [10], аналогичное представление выдвигалось А. В. Пейве и его коллегами при рассмотрении аллохтонного способа формирования континентальной коры. Такая же судьба и у других новых или обновленных терминов и понятий — глубинных разломов, олистостромов, меланжа, офиолитов. Вместе с тем введение новых терминов или придание старым нового, более строгого, более значимого и (или) более универсального смысла всякий раз качественно изменяло их, поднимало как бы на новую ступень и делало более полезными.

Дж. Шенгёр и Дж. Дьюи считают, что наклеивание террейновых ярлыков с их чисто географическими обозначениями подменяет структурную и (или) генетическую характеристику, например, обломок островной дуги, микроконтинента, внутриокеанского поднятия и т. п. Из приведенных ими же примеров следует, что замечание несправедливо. Речь должна идти о последовательности, о процедуре исследования. Выделение террейнов как обособленных единиц в сложно построенных древних активных окраинных континентов — лишь первая ступень анализа их строения и развития, следующая — определение геодинамической природы каждого террейна.

При этом особое внимание нужно уделить террейнам, названным экзотическими или подозрительными (*suspect*) в отличие от близких по происхождению к смежной континентальной окраине (*native*), поскольку для них труднее всего определить первичное местонахождение. Лишь после этого можно построить модель развития соответствующего сегмента данного подвижного пояса.

Однако необходимо согласиться с Дж. Шенгёром и Дж. Дьюи в неправомерности противопоставления террейновой концепции тектонике плит. Террейновая концепция, подобно получившей общее признание концепции тектонической расслоенности литосферы, должна рассматриваться лишь как полезное дополнение к тектонике плит, как ее развитие, касающееся в первую очередь подвижных поясов. Если в концепции тектонической расслоенности речь идет о дискретности строения литосферы в вертикальном разрезе, то в террейновой концепции — о ее дискретности по латерали.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аплов С. В., Устрицкий В. И.* Остаточные океанические бассейны//Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 2. С. 425—428.
2. *Врублевский А. А.* Разломы и их роль в эволюции мезозойских и кайнозойских покровно-складчатых систем Восточной Азии: Автореф. дис... докл. геол.-минер. наук. — Хабаровск, 1990.
3. *Гарбар Д. И.* Проблемы тектоники зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты//Тектонические исследования запада Восточно-Европейской платформы. Минск, 1984. С. 79—84.
4. *Красный Л. И.* Тектоника СССР и некоторые вопросы минерогенеза//Сов. геология. 1990. № 4. С. 58—72.
5. *Литосфера Центральной и Восточной Европы: I, II и V геотраверсы/Под ред. В. Б. Соллогуба, А. В. Чекунова.* Киев: Наук. думка, 1988.
6. *Литосфера Центральной и Восточной Европы: IV, VI и VIII геотраверсы/Под ред. В. Б. Соллогуба, А. В. Чекунова.* Киев: Наук. думка, 1988.
7. *Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины/Е. Б. Глевасский, Г. И. Каляев и др.* — Киев, 1984.
8. *Пейве А. В.* Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры. — М.: Наука, 1990.
9. *Радкевич Е. А.* Региональная металлогения. — М.: Недра, 1987.
10. *Соколов С. Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса: Автореф. дис... докт. геол.-минер. наук. — М., 1988.
11. *Трофимов Д. М.* Трансплатформенные и региональные дислокации Восточно-Европейской платформы по космическим и геолого-геофизическим данным//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1984. № 6. С. 18—26.
12. *Хаин В. Е.* Основные фазы раскрытия современных океанов в сопоставлении с событиями на континентах//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1985. № 3. С. 3—12.
13. *Хаин В. Е.* Учение о геосинклиналях и тектонике плит//Геотектоника. 1986. № 5. С. 3—12.
14. *Bryan W. B.* Tectonic control on initial continental rifting and the evolution of young ocean basins — a planetary perspective//Tectonoph. 1986. Vol. 132. P. 103—115.
15. *Sengör A. C. M., Dewey J. F.* Tectonology: vice or virtue?//Phil. Trans. R. Soc. Lond. 1990. A 331. P. 457—477.

Принята редколлегией 24 февраля 1992 г.

УДК 551.242:551.763.335 (571.642+520)

© А. А. Калица, 1992

О ларамийском диастрофизме в Японско-Сахалинском регионе

А. А. КАПИЦА (Дальгеология)

В результате детальной геологической съемки Сахалина, проведенной Дальневосточным геологическим управлением, установлено повсеместное несогласное залегание нижнепалеогеновых отложений на размытых верхнемеловых, что связывалось с ларамийским диастрофизмом [4, 7, 10]. Последний широко проявился не только на Сахалине, но и во всем Японско-Сахалинском регионе, а также на Камчатке, в пределах соседнего материкового хребта Сихотэ-Алинь и даже в Верхнем Приамурье. Однако этот вполне очевидный,

по мнению автора, факт дискутируется [2, 3, 9, 11—13, 15].

Ниже приведены прямые и косвенные факты, свидетельствующие о региональной природе ларамийского диастрофизма на Дальнем Востоке.

На северном окончании Прибрежного хребта между мысом Жонкьер и горой Верблюд (о-в Сахалин) наблюдается следующий разрез сверху вниз [6].

Нижний палеоген

Нижнедуйская угленосная свита
Базальная конгломератовая свита

Верхний мел

Сенон, ороченский надъярус

Маастрихт

Бошняковская свита (появляется в разрезе южнее)

Кампан

Жонкьерская (верхнекрасноярская или иноцеромо-аммонитовая) свита

Сантон—коньяк

Верблюжьегорская (нижнекрасноярская) свита

Турон, гилляцкий ярус

Михайловская флороносная угленосная свита

Одним из основных признаков перерыва в осадконакоплении на границе мела и палеогена и связанного с ним более или менее глубокого размыва меловых слоев является несогласное залегание в различных местах острова палеогеновых свит (базальной конгломератовой и вышележащей нижнедуйской) как на маастрихтской бошняковской свите, так и на разных слоях кампанской жонкьерской свиты. На о-ве Хоккайдо синхронная палеогеновая угленосная свита исикари местами также несогласно залегает, минуя сенон, на верхних верхнетуронских скафитовых слоях гилляцкого яруса, а на юге Японии — на мезозойских и палеозойских образованиях [17]. Остаточная мощность верхнесенонских слоев отсчитывается на Сахалине вверх от базального реперного кампанского горизонта *Inoceramus schmidtii* и *Helcion giganteus*. Как известно, этот весьма стабильный горизонт простирается от Индии через Японско-Сахалинский регион, Камчатку, Чукотку на Аляску и далее в западные районы Канады и США.

На Юго-Западном Сахалине на участке мыс Жонкьер — падь Поселенческая, где остаточная мощность слоев 200—700 м, раннепалеогеновый базальный конгломерат залегает несогласно на самых нижних реперных слоях жонкьерской свиты. Бошняковская свита и верхняя часть жонкьерской вследствие предпалеогенового размыва здесь отсутствуют. Маастрихтские вулканогенно-осадочные слои бошняковской

свиты сохранились только в междуречье Черная—Мануй, где на протяжении 300 км их остаточная мощность изменяется от 300 до 1000 м. На участке рек Черная—Ревун—Най-Най совокупная мощность жонкьерской и бошняковской свит примерно 2000 м, а южнее Широкой пади до р. Августовка у пос. Бошняково и г. Углегорск и р. Мануй около 2400 м. Южнее г. Красногорск из разреза нижнего палеогена выпадает базальная конгломератовая свита, поэтому нижнедуйская угленосная свита непосредственно несогласно залегает на маастрихтских бошняковских, а к югу от р. Мануй до п-ова Крильон — на кампанских жонкьерских слоях, мощностью не более 900 м. Таким образом, можно говорить о длительном эрозийном перерыве в осадконакоплении, предшествовавшем грандиозной тихоокеанской палеогеновой трансгрессии.

На мысе Жонкьер на глубоко размытых почти до самого основания кампанских слоях жонкьерской свиты с угловым и азимутальным несогласием залегает падающая на СЗ 310° под углом 62° базальная пачка нижнепалеогенового конгломерата, перекрывающая пачку песчано-глинистых слоев жонкьерской свиты, падающих на З 278° под углом 54°. Большая глубина размыва подчеркивается многочисленными находками в валунах нижнепалеогенового конгломерата обломков кампанских иноцеромов и аммонитов, маастрихтских порфиритов и их туфов и даже валунов эмшерского алевролита верблюжьегорской свиты, галек туронского «гилляцкого» каменного угля и древних кремнистых, метаморфических и прочих пород, типа слагающих Восточный Сахалинский хребет. Аналогичное наблюдается и в ряде других мест западного побережья острова, например, в Широкопадинском и Лесогорском районах. В первом из них нижнепалеогеновый базальный конгломерат залегает с явным угловым несогласием на маастрихтских бошняковских вулканогенных слоях.

Еще более резко угловое несогласие выражено на Северном Сахалине в восточном крыле Дуйско-Каменной верхнедуйской угленосной наложенной мульды, где при детальной геологической съемке в 1938 г. нами было зафиксировано довольно пологое залегание нижнепалеогенового базального конгломерата на глубоко размытых

крутопадающих морских кампанских песчано-глинистых слоях. Южнее в междуречье Поселенческая — Агнево нижнепалеогеновый конгломерат залегает с угловым несогласием на разных горизонтах жонкьерской и бошняковской свит.

Южнее 50-й параллели на широте пос. Бошняково в долине р. Августовка крутопадающий на запад, почти стоящий на головах нижнепалеогеновый валунный конгломерат залегает в эпюре вкрест простирания с видимым согласием на маастрихтской (но не на «датской») бошняковской вулканогенно-осадочной свите, охарактеризованной нами и Т. Н. Байковской маастрихтскими флороносными слоями [6]. Однако в плане простирания слоев конгломератовой и бошняковской свит азимутально расходятся под острым углом несогласия, чем обусловлено наращивание мощности последней вверх в южном направлении. В связи с этим в бассейне р. Снежинка стратиграфически выше флороносных августовских слоев наблюдается еще стометровая пачка углисто-песчаных нильссониевых слоев, а еще выше — слои с неопределимой морской фауной (М. А. Пергамент, 1974). Южнее р. Снежинка мощность бошняковской свиты увеличивается за счет более молодых поздсенонских слоев, достигая максимума на западном побережье в бассейне р. Мануй, где самые верхи свиты охарактеризованы позднемаастрихтской аммонитовой и прочей фауной и флорой [8]. Угловое и азимутальное несогласия между мелом и палеогеном отмечаются также в бассейне р. Дубовка.

Как видно, флороносная пачка бошняковской свиты, верхнюю часть которой на р. Августовка последующие исследователи пытались рассматривать на основании флоры в качестве «датской», якобы синхронной синегорским морским слоям, таковой не является, поскольку стратиграфически выше ее располагаются снежинские нильссониевые слои, а еще выше — аммонитовые бошняковские слои р. Мануй. Не могут быть «датскими» (и тем более «палеоценовыми») так называемые «синегорские слои» (или «ярус») в бассейне рек Найба и Сузуй [3]. Синхронизировать кампанские жонкьерские морские слои, заключающие проходящую из мела в палеоген фауну *Acila*,

Nuculana, *Modiolus* и др., с августовскими флороносными пресноводно-наземными слоями под видом «подсвиты» или тем более датского яруса никак нельзя.

К югу от р. Найба до мыса Крильон под угленосным палеогеном обнажаются только кампанские жонкьерские слои, что установлено японской геологоразведкой и нашей геологической съемкой. Нижнепалеогеновая нижедуйская свита (с просачивающейся в нее нефтью в шахтах) залегает несогласно, минув бошняковскую свиту, непосредственно на кампанских жонкьерских аммонитовых слоях. При этом в нижедуйских породах встречаются гальки с перетолженными «жонкьерскими» аммонитами. О длительном перерыве в седиментации говорит и отсутствие на юге острова нижнепалеогеновой конгломератовой свиты. Последняя, подобно бошняковской свите, здесь размылась, фациально изменилась или вообще не отлагалась [7]. В Найбинской долине базальный конгломератовый песчаник с прослоями угля нижедуйской свиты несогласно залегает непосредственно на кампанских жонкьерских слоях с *Hamites* в кровле. Факт залегания пресноводных нижнепалеогеновых пород на морских верхнесенонских слоях указывает, таким образом, на регрессию и на значительный перерыв в осадконакоплении накануне тихоокеанской палеогеновой трансгрессии.

Вещественный состав верхнесенонских и нижнепалеогеновых пород, имеющих различную литолого-петрографическую характеристику, косвенно свидетельствует о перерыве в седиментации и о катаклизме на мел-палеогеновом рубеже. Породы различаются по твердости и окраске, что объясняется наличием в одних породах вулканического материала и прибрежно-морского глауконита и отсутствием их в других. Глауконит обуславливает зеленоватый и даже зеленый цвет верхнесенонских пород, а уплотнение сказалось на повышении твердости и более значительной сопротивляемости выветриванию. Нижнепалеогеновые песчаные породы, не содержащие сингенетичный вулканический материал, светло-серые, белесоватые, сахаровидного облика.

О катаклизме на рубеже сенона и палеогена свидетельствуют также разные марки углей: газовые верхнемеловые и длиннопламенные нижнепалео-

геновые. О повсеместном длительном перерыве и глубоком размыве некогда мощных сенонских пород с образованием на востоке острова предпалеогенового гористого рельефа говорит присутствие в валунах и гальках нижнепалеогенового валунного конгломерата пород бошняковской, жонкьерской и более древних толщ. При этом состав пород указывает на размыв и снос обломков пород с востока, с гористой суши, наличие которой допускал А. Н. Криштофович [10]. Поэтому нельзя согласиться с мнением ряда геологов, полагавших, что материал на Сахалин поступал с Сихотэ-Алиня. Вряд ли громадные валуны конгломерата могли переноситься с запада на восток на расстояние 100—150 км [15].

Для определения относительной длительности ларамийского катаклизма и перерыва на рубеже сенона и палеогена следует обратиться к палеонтологической характеристике пограничных слоев. Наиболее ярко катаклизм и связанные с ним перерыв в осадконакоплении и палеогеографическая перестройка нашли отражение в качественной скачкообразной смене позднесенонской морской фауны и наземной флоры раннепалеогеновыми формами с утратой ряда звеньев в биологической эволюционной цепи. Резкая перестройка органического мира в это время происходила не только в Японско-Сахалинском регионе, но и на Сихотэ-Алине, в Приамурье, а также на Камчатке и на Земле в целом. Перерыв на рубеже мела и палеогена в регионе косвенно подчеркивается отсутствием здесь датских тахобинских флороносных слоев Сихотэ-Алиня. Регионально угленосные в основном пресноводноконтинентальные нижнепалеогеновые отложения региона с существенно обновленными прибрежно-морской фауной и наземной флорой образуют обширный тихоокеанский пояс и цикл синхронного угленакопления.

Несмотря на резко выраженные эндемизм, гигантизм и дегенератизм сенонских морских моллюсков Японско-Сахалинского региона, вызванные значительными палеогеографическими пертурбациями, обусловившими усиление мутационных процессов, представляется возможным сопоставить местные ярусные подразделения с общеевропейской шкалой [14]. Так, коньякско-

эмшерский возраст верблюжьегогорской свиты ороченского надъяруса на Сахалине и нижеуракавской формации в Японии подтверждается присутствием в низах свиты коньякских *Kosmaticeras*, *Peroniceras*, *Prionocyclus*, *Barroisiceras*. В вышележащих нижнесантонских слоях среди весьма обильной фауны встречаются *Texanites* sp. и викарирующий вид *Inoceramus japonicus*, подобный европейскому *Inoceramus undulato plicatus*. В верхнесантонских слоях свиты, в верхнем тригониевом песчанике с мелкими деградирующими тригониями, найдены руководящие виды и разновидности *Inoceramus lobatus* Goldfus — *In. lingua* Goldfus — *In. patootensis* Lог. (Д. В. Соколов, 1914; М. А. Пергамент, 1974). Здесь обнаружены остатки элязмозавров и ниппонозавров [10, 17]. При этом отметим, что тригонии исчезли в третичных слоях региона вместе с вымершими в конце сенона аммонитами и иноцерамами.

Кампанский возраст несогласно залегающей выше трансгрессивно-регрессивной жонкьерской свиты подтверждается такими гигантскими деградирующими тихоокеанскими мутантами, как реперные *Inoceramus schmidtii* Mich., *In. sachalinensis* Sok., *Helion giganteus* Schmidt. и другими видами, известными в формации хетонай Японии, на Камчатке и Чукотке в ирунейской, корякской, веселовской, пиллалваямской свитах. На Сахалине руководящими видами являются, по определению А. Е. Глазуновой, европейские раннекампанские *Eupachydiscus lannayi* (Gross), *Eupachydiscus levyi* (Gross) [6, 14].

Маастрихтский ярус на Сахалине представлен регрессивной бошняковской вулканогенной свитой, охарактеризованной на р. Мануй (48-я параллель) *Parapachydiscus* aff. *gollevillensis* d'Orb., *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Anemia piskranensis* Kryshet et Baik, *Asplenium dicksonianum* Heer, *Salix* sp. *Trochodendroides sachalinensis* Kryshet, *Magnolia* cf. *inglefieldii* Heer, *Pseudoprotophyllum ignatium* (Kryshet et Baik) Vachet. [6, 8].

Более полный список бошняковской флоры, отличающейся от туронской гиляцкой, изучен А. А. Капицей и Т. Н. Байковской на р. Августовка у пос. Бошняково (49°40'00" с. ш.):

Asplenium dicksonianum Heer, *A. ainorum* Baik., *Osmunda oppositifolia* Baik., *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *C. arctica* (Heer) Sew., *C. acuta* (Font) Krysh, *Gleichenia zippei* (Corda) Heer, *Sphenopteris oncilonica* Kr., *Densstaedtia* sp., *Cycadaceae*, *Nilssonia serotina* Heer, *N. johnstrupii* Heer, *N. cf. yukonensis* Holl., *N. orientalis* Heer, *N. alaskana* Holl., *N. sachalinensis* Kr. et Boik, *Sequoia reichenbachii* (Gein) Heer, *S. ambigua*, *S. heterophylla* Vel., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *Phragmites alaskana* Heer, *Aralia tichonovichi* Kr., *Menispermites septentrionalis* Holl., *Ziziphus serrulata* Ward, *Z. matutina* Kr., *Magnolia tenuifolia* Lesq., *Celastrophyllum newberryanum* Holl., *Paliurus* sp., *Viburnum anadyrensis* Kr., *V. berengianum* Kr., *V. multinervum* Heer. [6].

Позднее он был дополнен В. А. Вахрамеевым из нижней части свиты — *Osmunda sachalinensis* Kr., *Gleichenia sachalinensis* Kr., *Sphenopteris* (*Densstaedtia*) cf. *tschuktschorum* Kr., *Ginkgo laramiensis* Ward., *G. adiantoides* Heer, *Araucarites longifolia* (Lesq) Dorf., *Sequoia fastigiata* (Sternb) Heer, *Metasequoia cuneata* (Newb) Chaney, *Thuja cretacea* (Heer) Sew., *Cephalotahopsis magnifolia* Holl., *Corylus insignis* Heer, *Quercus onorica*, *Ulmus* cf. *oblongifolia* Holl., *U. sp.*, *Menispermites sachalinensis* Kr., *Rulaquecifolium* Holl., *Ziziphus* sp. и из верхней части (якобы «датской») — *Asplenium dicksonianum* Heer, *Osmunda sachalinensis* Kr., *Taxites olrikii* Heer, *Ficus planicostata maxima* Berry, *Ziziphus* (Lesq.) Lesq., *Tilia malmgrenii* [1].

Помимо сихотэалинских больбинской и самаргинской, бошняковской свите примерно соответствуют вулканогенные свиты — кирганикская на Камчатке и буккокудзи в Японии и Кореи [10]. На п-ове Терпения Восточного Сахалина над жонкьерскими реперными кампанскими слоями с *Inoceramus schmidtii* и *Helcion giganteus*, идентичными таковым толщи Немуро о-ва Хоккайдо, также (как и на Хоккайдо) развита мощная вулканогенно-кремнистая толща, отвечающая маастрихтской свите западного побережья Сахалина [6, 10, 17].

Типовой сенонский разрез региона простирается далеко на север, на Камчатку, Чукотку, Аляску, в Западную Канаду и США. В частности, на Корьякском нагорье установлены коньяк-сантонские слои барыковской свиты с *Inoceramus involutus* Sow., *In. lingua* Goldf., *In. patootensis* Lor., *In. undulatoaplicatus* Roem., кампанские слои корьякской свиты с *Inoceramus schmidtii* Mich. и перекрывающие последнюю базальные конгломераты чукотской угленосной свиты с флорой, идентичной флорам нижнеоценовых свит Сахалина и Японии. К кампану на Чукотке относятся также вачваямская и пааваямская туфокремнистые (как на Восточном Сахалине и Восточном Хоккайдо) свиты с *Inoceramus schmidtii* Mich., *Helcion giganteus* Schmidt. Маастрихт представлен импеевской и мильгернайской свитами с *Pachydiscus golevillensis* d'Orb., *Inoceramus ex gr. neubergicus* Haug, аляскинским *Pachydiscus* cf. *kamishakensis* Jones, *Neophylloceras ramosum* (Meek), хакинской свитой с *Inoceramus tegulatus* Hag. и гангутской свитой с *Pachydiscus kamishakensis* Jones. На Камчатке к маастрихту, по-видимому, относится кирганикская толща с *Platanus primaeva* Lesq., залегающая на кампанской ирунейской свите с *Inoceramus schmidtii*, тогда как вышележащая барабская свита, возможно, соответствует «датским» тахинским слоям Сихотэ-Алиня [16].

Совершенно иную палеонтологическую характеристику в Японско-Сахалинском регионе и в сопредельных районах имеют нижнепалеогеновые толщи. К тихоокеанскому нижнепалеогеновому поясу синхронного регионального угленакпления относятся: парагеосинклинальные угленосные свиты — конгломератовая, нижнедуйская и краснопольевская (Сахалин), исикари, урю и урагоро (о-в Хоккайдо), иваки и убе (о-в Хонсю), кума (о-в Сикоку), акасаки, ариаке, оцудзи и др. (о-в Кюсю), тигильская (Камчатка), чукотская (Чукотка); разновозрастные платформенные угленосные свиты — угловская, майхинская, бикинская, чернореченская (Сихотэ-Алинь), цагайская, кивдинская и райчихинская (Среднее Приамурье). К этому же циклу относятся угленосные свиты рюдо и чоки в Коре. Возраст последних контролируется вышележащими олигоценовыми морскими слоями с *Yoldia laudabilis*

York и их несогласным залеганием на сенонской вулканогенной свите буккокудзи. На Аляске к циклу относится угленосная свита кенаи [10].

Общими видами для палеоценовых свит мартинец и меганос на западе Северной Америки и соответствующих толщ в регионе и на Камчатке являются *Nuculana gabbi* (Comp.), *Venericardia planicosta* Lam., *Brachidontes ornatus* (Gabb), *Molopophorus californius* Clark et Wood. Некоторые из них прослеживаются выше по разрезу в эоценовых слоях, поэтому не могут быть вполне руководящими для палеоцена. Возможно эти свиты одного возраста с прибрежно-морской хулгунской свитой Камчатки с ее архаичной реликтовой флорой *Credneria*, *Protophyllum*, "*Acer arcticum*" и некоторыми хвойными реликтами позднемелового облика. Возможно, они соответствуют и озерно-речной цагаянской свите Приамурья с подобными реликтами *Asplenium*, *Woodwardia*, *Araucarites*, *Quereuxia*, *Protophyllum*, *Credneria*. Некоторые из перечисленных родов переходят в свиты исикари—такасима, конгломератовую и нижнедуйскую. Флора двух последних свит практически идентична [10]. Среди раннепалеогеновой флоры региона распространяются местные «датские» тахобинско-татаркинские реликты "*Acer arcticum*", "*Platanus nobilis*", "*Grewiopsis*", *Trochodendroides*, *Taiwania*. Очевидно, что цагаянская флора несколько моложе маастрихтской бошняковской и «датской» тахобинской.

Более уверенно можно допустить эоценовый (в основном лютетский) возраст и примерную синхронность свит Сахалина, Камчатки, Японии и запада США — нижнедуйской (с конгломератовой), ноборикава—юбари, ногата, напанской, капи, доменджин и тэджон. С ними связаны *Venericardia planicosta* Lam., *Acila (Truncacila) decissa* (Comp.), *Nuculana gabbi* Comp., *Brachidontes ornatus* (Gabb), *Spisula hannibali* Clark et Agn., *Pseudoperissolax blakei* (Comp.), *Turritella uwasava* Comp., *Ostrea aff. atwoodi* Gabb. К вышележащим свитам — краснопольевской, вакканабе—асибецу, оцудзи, снатольской и кази приурочены *Acila gabbi* Dick, *Cardium harrimanni* Dall., *C. cf. linkolnensis* Weaver, *Nemocardium maryswilensis* Dick, *Pi-*

tar californiana (Comp.), *Modiolus restorationens* van Winkle, *Psephaea weaveri* (Tegland), часть из которых переходит в олигоценовые слои.

В Японии на о-ве Сикоку в горах Идзуми мощная (до 7000 м) сильно дислоцированная сенонская ороченская толща Идзуми, включающая кампанский жонкьерский горизонт с *Inoceramus schmidtii*, несогласно перекрыта базальным конгломератом угленосной толщи кума с лютетской теплолюбивой фауной *Fabiania cassis* Oppenheim, *Nummulites*, *Discocyclina*, *Aturia* и флорой *Woodwardia*, *Musophyllum* типа флоры свиты Исикари [17].

Эоценовый возраст угленосных толщ региона подтверждается также присутствием в низах синхронных свит ногата, урю, убе, юбари, иваки и угловской (Сихотэ-Алинь) аминокодонов, ринотитанов, *Produrcodon* и остатков других наземных млекопитающих. Подобные эоценовые позвоночные известны в Монголии, Китае и других регионах [10, 17; А. Ш. Ремер, 1939; Н. М. Янковская, 1957]. Таким образом, по крайней мере, в эоцене Сахалин и Япония имели сухопутную связь с азиатским материком. И хотя на островах отсутствуют аналоги монгольских палеоцен-эоценовых слоев гашато с остатками своеобразных древнейших млекопитающих, тем не менее в это время и в местное «датское» тахобинское, а, возможно, и в бошняковское маастрихтское такая связь существовала [7, 10]. Свита гашато в результате ларамийского диастрофизма залегает с угловым несогласием на разных горизонтах сенона — на свитах ирен, дабасу с остатками утконосного динозавра и джадохта — с протоцератопсом. Первый известен также в маастрихтской свите эдмонтон в Канаде и в свите ваншин в Шаньдунской провинции (Китай), перекрывающейся эоценовыми костеносными слоями свиты куангуан [10].

На правом берегу р. Амур, напротив с. Сагибово, цагаянские слои с остатками утконосного манжурозавра залегают с угловым несогласием на альбских кислых туфовулканических породах, а севернее — кундуру-завитинских эстериловых слоях с флорой турон-сенонского облика [5].

Итак, с учетом изложенного, нет оснований ставить под сомнение проявление ларамийского диастрофизма в

Японско-Сахалинском регионе, а также на всем Дальнем Востоке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вахрамеев В. А. Позднемеловая флора Тихоокеанского побережья СССР, особенности ее состава и стратиграфическое положение// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 8.
2. Жидкова Л. С., Тодоровская В. Н. К вопросу о взаимоотношении верхнемеловых и палеогеновых отложений Сахалина//Тр. ВНИГРИ. 1963. Вып. 224.
3. Калишевич Т. Г., Посыльный В. Я. Об отсутствии перерыва в осадконакоплении между кайнозойем и мезозоем в районе Синегорска — Загорска на Сахалине//Докл. АН СССР. 1958. Т. 119. № 4.
4. Капица А. А. К вопросу о движениях земной коры в области Сахалина на грани меловой и палеогеновой эпох//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 2.
5. Капица А. А., Кошман М. М. Новые данные по флостратиграфии меловых отложений хребта Малый Хинган//Геология, геоморфология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск, 1961. № 1 (72).
6. Капица А. А. Краткий очерк меловых образований Сахалина: Мат-лы совещ. по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. — Москва: ГНТИ, 1961.
7. Капица А. А. Главные геоморфологические и геологические черты о. Сахалина, его тектоническая история и районирование//Геология и нефтегазоносность Сахалина. Ленинград, 1963. Вып. 224.
8. Капица А. А., Аблаев А. Г. О поздне-меловой флоре р. Мануй (Южный Сахалин)// Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток, 1982.
9. Ковтунович Ю. М. О взаимоотношении верхнего мела и палеогена Сахалина//Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., 1969.
10. Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. — М.-Л.: ЦНИГРИ, ГНТИ, 1932.
11. Мавринский Ю. С. О структурных отношениях верхнего мела и третичных отложений Сахалина//Тр. ВНИГРИ. 1963. Вып. 224.
12. Маргулис Л. С., Савицкий В. А. О границе верхнего мела и палеогена на Сахалине//Тр. Сахалинского КНИИ АН СССР. 1969. Вып. 21.
13. О границе мела и палеогена на Сахалине/ В. Н. Верещагин, Т. Д. Зонина, В. П. Мытарев, А. С. Шуваев//Биостратиграфия юга Дальнего Востока (фанерозой). Владивосток, 1978.
14. Постановление МСК и его постоянных комиссий. — Л., 1981. Вып. 19.
15. Потапова З. П. Конгломератовая и бошняковская свиты и проблема соотношения мела и палеогена//Докл. XXI МГК. Граница мела и третичных отложений. Проблема № 5. М.-Л., 1960.
16. Решения 2 межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина. — Петропавловск-Камчатский, 1982.
17. Matsumoto T., Toriyama P. Geology of Japan//The Univ. of Tokyo Pres. Editet by F. Takai, Tokyo, 1963.

Принята редколлегией 25 ноября 1991 г.

Морская геология

УДК 551.24(268)

© Коллектив авторов, 1992

Глубинное строение земной коры Северного Ледовитого океана

И. С. ГРАМБЕРГ, В. Э. ВОЛК, В. В. ВЕРБА, А. П. ГУБЕРНОВ,
Ю. Г. КИСЕЛЕВ (НПО «Севморгеология»)

Геолого-геофизические представления о строении земной коры Арктического шельфа России и глубоководного Арктического бассейна Северного океана основывались на материалах магнитометрических, гравиметрических и сейсмических работ. Относительно более детально сейсмическими методами исследованы (с постановкой ГСЗ) центральные районы шельфа морей Баренцева и Лаптевых, а также северная окраина Восточно-Сибирского моря (район о-ов Де-Лонга). Строение дна Арктического бассейна анализирова-

лось главным образом по данным аэромагнитных и гравиметрических съемок, а также наблюдений МОВ с дрейфующих станций [8]. Итоговые материалы исследований — каркасные опорные геомагнитные (и геолого-геофизические) разрезы и колонки земной коры, позволяющие оценить мощность осадочного чехла и тип земной коры, а также схемы изогипс по поверхности опорных геофизических горизонтов [5, 7, 11].

На основании гравимагнитных данных с учетом сейсморазведки и с при-

влечением всех имеющихся геолого-геофизических данных составлена сводная карта мощности земной коры (рис. 1).

В качестве модели при определении мощности земной коры глубоководной части бассейна Северного Ледовитого океана использована схема компенсации Эри. Модель составлена в предположении, что земная кора состоит из отдельных блоков плотностью

$2,67 \text{ г/см}^3$, находящихся в состоянии гидростатического равновесия в вязком субстрате плотностью $3,08 \text{ г/см}^3$. Размеры блоков в плане примерно $25 \times 25 \text{ км}$. Плотность воды принята равной $1,03 \text{ г/см}^3$.

Мощность коры определялась как разность глубин подошвы компенсационных масс H и океана h . При правильно выбранной глубине компенсации изостатические аномалии не зависят

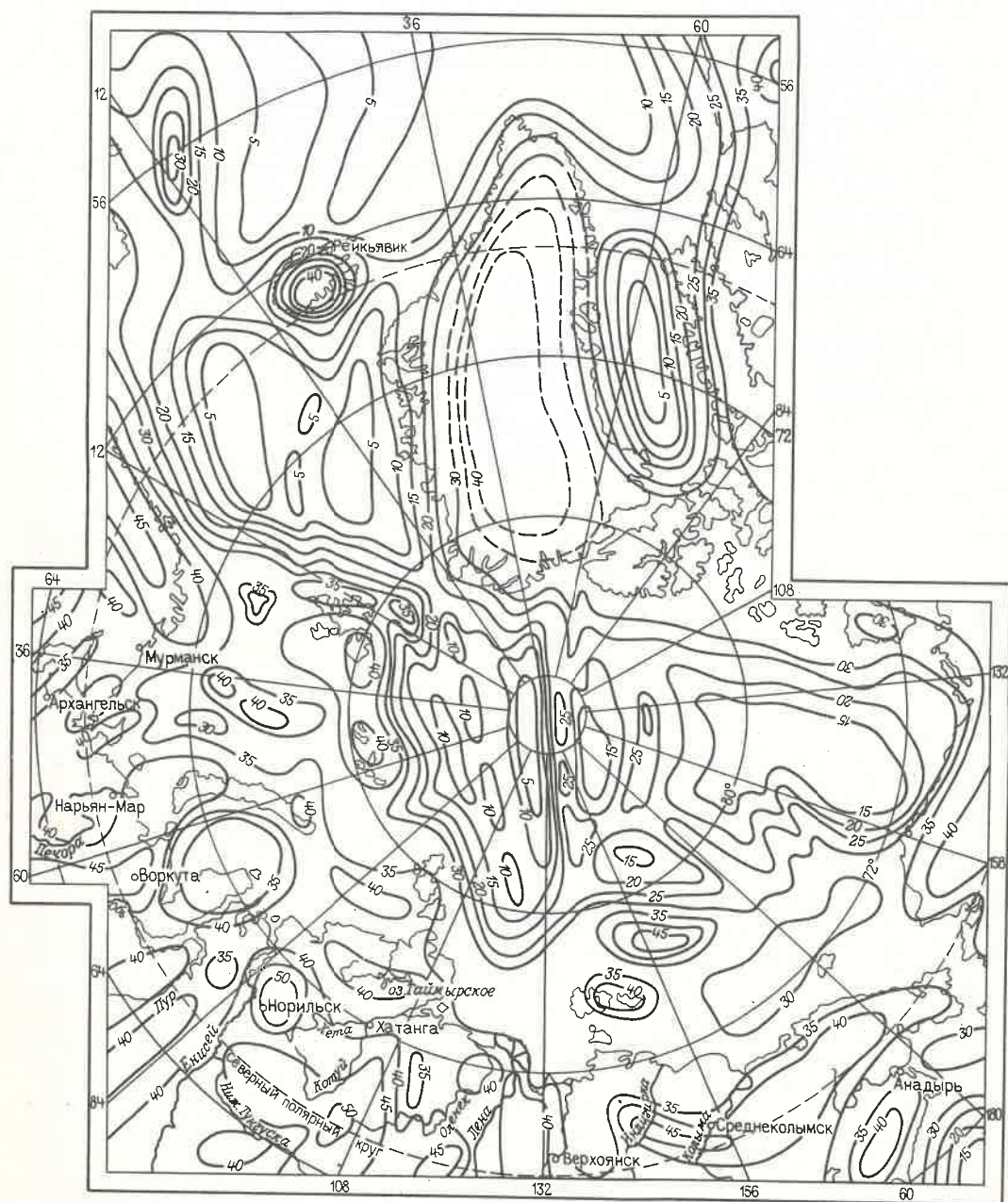


Рис. 1. Карта мощности (в км) земной коры бассейна Северного Ледовитого океана.

Составили В. Э. Волк, В. В. Верба, А. П. Губернов,

Ю. В. Горячев, Ю. Г. Киселев с использованием советских и зарубежных материалов, 1980

от рельефа дна. Уравнение равновесия земной коры по модели Эри решалось при глубине подошвы компенсации 30 км, эмпирически установленной для Северного Ледовитого океана. Для Арктического глубоководного бассейна привлекались магнитометрические материалы, в частности, карта мощности магнитоактивной коры, составленная на основе анализа геомагнитных разрезов и колонок коры В. Э. Волком [7]. Следует отметить, что для большей части региона статистически установлена близость уровней изотермы Кюри и фазовой поверхности Мохоровичича [12].

По комплексу гравимагнитных данных удалось уточнить мощность коры в пределах Евразийского суббассейна. Для Американо-Северного суббассейна учитывались данные, полученные в 1988—1991 гг. Ю. Г. Киселевым, Г. И. Кудрявцевым, М. Ю. Сорокиным и др. (НПО «Севморгеология»), а также зарубежные исследования [13, 14, 16].

Мощность коры по Норвежско-Гренландскому бассейну (см. рис. 1) дана по определениям Ю. В. Горячева (1980), выполненным на основе анализа отечественных и зарубежных публикаций. Перепады мощности земной коры здесь значительны (от 25—35 км и более — на побережье и Исландии до 5—10 км в глубоководной океанической части бассейна), шельфовая часть существенно уже, а тип коры изменяется от континентального до океанического.

На Арктическом шельфе мощность коры определена по данным ГСЗ, сейсмологическим исследованиям и материалам гравиметрических и магнитных съемок путем вычисления эмпирических зависимостей между глубиной границы Мохоровичича и региональной составляющей гравитационного поля в редукции Буге [2], а также мощностью магнитоактивного слоя [12]. Восточный и западный секторы Арктического шельфа существенно различаются: западный характеризуется более мощной корой — 30—45 км, аномально низкие значения — 28—30 км характерны для зон рифтогенеза [1]; на шельфе восточных морей предполагаются мощности коры 30—32 км [7, 12].

В пределах Арктического шельфа страны тип земной коры меняется от континентального (мощность 35—45 км) до переходного (25—30 км). В западной части шельфа устанавливается более мощная и магнитоактивная

кора с существенной аномальностью — значительные мощности (15—20 км) платформенного чехла и отсутствие «гранитного» слоя. Примером аномальной коры такого типа являются «базальтовые окна» в центральной части Южно-Баренцевской впадины (рис. 2). Мощный платформенный чехол (свыше 20 км) на отдельных участках впадины [5] лежит прямо на «базальтовом» слое (V_r 6,4—7 км/с), а земная кора, несмотря на ее существенную мощность (20—35 км), может быть отнесена к переходному типу (см. рис. 2). В Карском море мощность коры 30—40 км, а мощность чехла варьирует от 1 до 12 км. Признаки отмеченной аномальности коры по данным отечественных и зарубежных комплексных геофизических работ предполагаются в северной части Карского шельфа, к юго-западу от Северной Земли [Ю. Я. Лившиц, А. М. Малаевкин, В. А. Осипов, 1981; 12].

В пределах шельфа моря Лаптевых земная кора при некотором утонении (до 30 км и менее) слабомагнитная, и, вероятно, подвергалась существенной переработке. По данным Г. П. Аветисова (1987) и Н. М. Ивановой (1987), мощность платформенного чехла на участках возможного проявления внутриматерикового рифтогенеза достигает 14 км. Отмечается высокая сейсмичность ослабленной зоны.

В пределах северной части Восточно-Сибирского моря, на участке поднятия Де-Лонга, тип земной коры — континентальный (до 35—40 км), отмечается постепенное уменьшение мощности ее (до 30—35 км) в сторону материкового склона [10]. Шельф Восточно-Сибирского и Чукотского морей характеризуется достаточно мощным платформенным чехлом (более 12 км) в северной части и маломощным (менее 5 км) на юге. В зоне перехода к глубоководному Арктическому бассейну мощность коры уменьшается до 20 км. Относительное сокращение ее (до 30 км) отмечается в области прогибов в центральных частях Восточно-Арктического шельфа.

Построение и анализ сводных карт физических полей бассейна Северного Ледовитого океана позволили установить закономерности в поведении аномальных полей на границе континент — океан и сравнить их с полями других континентальных окраин Мирового океана.

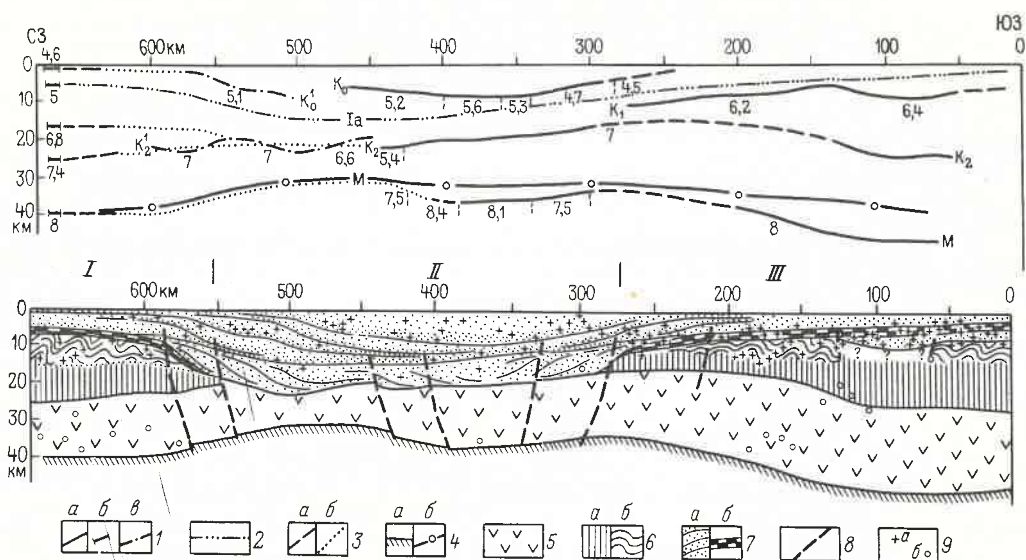


Рис. 2. Разрез земной коры южной части Баренцева моря (М. Л. Верба, А. Д. Павленкин, Ю. В. Тулина, 1988):

I — преломляющие границы по данным: *a* — ГСЗ-82, *б* — ГСЗ-76, *в* — КМПВ (цифры — значения граничных скоростей, км/с); 2 — отражающий горизонт по данным МОВ ОГТ; 3 — границы (*a* — неуверенно проведенные, *б* — предполагаемые); 4 — граница Мохоровичича (*a* — по сейсмическим данным, *б* — по гравиметри-

ческим); 5 — «базальтовый» слой; 6 — гранитно-метаморфический слой (*a* — кристаллические породы, *б* — складчатые); 7 — осадочный (платформенный) чехол (*a* — терригенные породы, *б* — карбонатные); 8 — разломы; 9 — верхние (*a*) и нижние (*б*) кромки магнитоактивных тел, спроецированные на плоскость разреза; *I* — Центральнobarенцевское поднятие, *II* — Южно-Баренцевская впадина, *III* — Печорская плита

вого океана. Зоне перехода континент—океан отвечает окольцовывающая его зона положительного и смежного с ней отрицательного гравитационного поля. Как единый элемент гравитационного поля эта зона трассируется от северного побережья Шпицбергена вдоль всего Евразийского и Северо-Американского континентального подножия. Подобные аномалии окаймляют с запада и востока Атлантический океан и являются типичной геофизической характеристикой континентального склона [6]. Они отражают неоднородности глубинного строения коры на границе континент—океан.

Геологическая природа линейной положительной аномалии — погребенный краевой внешний выступ или подъем плотных масс в глубинных слоях коры. Конформные с максимумом линейные отрицательные гравитационные аномалии, вероятно, обусловлены внутренними и внешними осадочными периокеаническими бассейнами, сложенными относительно низкоплотными осадочными образованиями [6].

Границе континент—океан отвечает также планетарный элемент структуры

аномального магнитного поля — узкая обрамляющая материковый склон зона спокойного поля. Такая же зона, связанная с серией периокеанических прогибов, известна на западном побережье Северной Атлантики, континентальном склоне Европы и на западном побережье Африки. Повторяющаяся картина физических полей Δg и ΔT на границе континент—океан в различных частях Мирового океана отражает, вероятно, специфику и однотипность геологического строения континентальных окраин.

Мезозойско-кайнозойский возраст осадочных образований, выполняющих периокеанические бассейны, по-видимому, определяет и время заложения древнего океана. Древний океан в Американо-Евразийском суббассейне образовался на границе поздней юры и раннего мела [15].

По отдельным протяженным трансарктическим геолого-геофизическим разрезам [3, 5, 7, 12], опирающимся в основном на гравимагнитные данные, удалось составить представление об изменениях земной коры в зоне перехода с шельфа в глубоководную часть Северного Ледовитого океана.

В Евразийском суббассейне магнитоактивная кора (рис. 3) меняется с континентальной (30—35 км) до океанической (10—15 км). В Амеразийском суббассейне в центральных областях котловин Подводников и Макарова по мере перехода от бровки материкового склона кора утоняется (15—20 км) и в основном становится корой переходного типа. При этом на отдельных участках в центральной и южной частях котловин Подводников возможно появление «окон», где из разреза выпадает «гранитный» слой [3, 5]. Характерный останец континентальной коры (мощность 30—35 км) — Чукотское поднятие.

Для земной коры Арктического глубоководного бассейна устанавливается закономерное нарастание средней вычисленной эффективной намагниченности от Евразийского (I 1—2 А/м) к Амеразийскому (3—4 А/м) суббассейну. Наиболее магнитоактивен (4 А/м и более) участок, принадлежащий к поднятиям Менделеева и Альфа, в то время как из данных американских и канадских исследований [4; 7; Г. Ф. Джексон, Г. Д. Джонсон,

1984] известен относительно слабый уровень аномального магнитного поля в Канадской батальной равнине. Кстати, в ее южной части этими исследователями установлено проявление в поле ΔT спрединга (древний рифт) и соответственно, по крайней мере, субокеанической коры. Мощность земной коры в батальной Канадской равнине 15—20 км, а на поднятиях Менделеева и Альфа — 25—35 и даже 40 км.

По мнению Ю. Г. Киселева, в пределах поднятия Альфа мощная кора более близка к континентальной коре Гренландии и Канады, нежели к субокеанической Исландии [10, 13].

Изменение строения и типа коры в различных областях Арктического бассейна выявляется на опорных геомагнитных (и геолого-геофизических) разрезах по сосредоточению кромок аномалеобразующих тел, а на сведенных в генерализованный разрез геомагнитных колонках земной коры — по скачкам вычисленной эффективной намагниченности (см. рис. 3).

По материалам Е. А. Ашихминой,

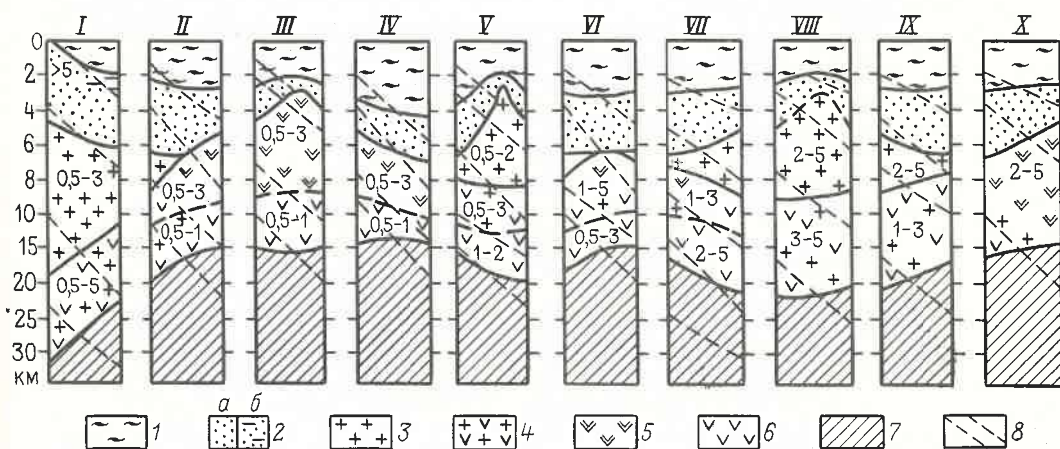


Рис. 3. Генерализованный геомагнитный разрез через Арктический шельф — глубоководную область Северного Ледовитого океана (геотраверс Земля Франца-Иосифа — Канадская батальная равнина). Составил В. Э. Волк, 1988:

I — окраина Баренцево-Карского шельфа, $\Sigma_n = 75$; II — Абиссальная равнина Нансена, $\Sigma_n = 80$; III — срединный хребт Гаккеля, $\Sigma_n = 120$; IV — Абиссальная равнина Амундсена, $\Sigma_n = 96$; V — Порог Ломоносова, $\Sigma_n = 67$; VI — котловина Макарова, $\Sigma_n = 60$; VII — котловина Толля (Подводников), $\Sigma_n = 30$; VIII — поднятие Менделеева, $\Sigma_n = 82$; IX — котловина СП и Североморцев, $\Sigma_n = 37$; X — Канадская батальная равнина, $\Sigma_n = 60$; 1 — водная толща; 2 — осадочный чехол; а — немагнитный, б — с включе-

нием возможно магнитных трапповых образований; 3 — «гранитный» слой (предположительно кристаллического архейско-нижнепротерозойского фундамента); 4 — «базальтовый» слой (предположительно переработанные под влиянием $P-T$ условий толщи «гранитного» слоя); 5 — «базальтовый» слой в океанических впадинах (преимущественно толеитовые базальты, или II океанический слой); 6 — III океанический слой, выделенный по региональной составляющей аномалий ΔT (предположительно серпентинизированная верхняя мантия); 7 — предположительно толщи верхней мантии (глубже изотермы Кюри); цифры в колонках — оцененная по данным интерпретации средняя эффективная намагниченность слоев, А/м; 8 — перепад в положении выделенных на геомагнитных колонках опорных горизонтов

Ю. А. Заманского и В. П. Стремского (1987) в пределах архипелага Земли Франца-Иосифа близ континентального склона толща базальтов отбивается сейсмическим горизонтом с граничной скоростью 3,7 км/с. Складчатые образования фундамента характеризуются скоростями 5—5,7 км/с, а «гранитный» слой ($AR-PR_1$, кристаллический фундамент) индексируется по преломляющему горизонту с v_r 6,67—6,6 км/с. В пределах абиссальной равнины Нансена (севернее 83° с. ш.) фундамент (II океанический слой) — v_r 5,3 км/с — погружается до 8—10 км, а глубже постепенно воздымается (16—12 км) опорный горизонт с v_r 7,5 км/с. В настоящее время имеются основания отнести последний не к III океаническому слою, а к разуплотненной верхней мантии.

Из охарактеризованных опорных сейсмических горизонтов, по крайней мере, три (v_r 3,7 км/с; 5,0—5,7 км/с; 6—6,6 км/с) хорошо увязываются с границами раздела в геомагнитном разрезе северных окраин Земли Франца-Иосифа.

Континентальная — субконтинентальная кора северной части Карского шельфа в районе Северной Земли (мощностью 20—32 км) со средней намагниченностью ее консолидированной части 1—2—3 А/м в пределах Евразийской части Арктического бассейна сменяется типично океанической (мощностью безводной толщи 5—10 км), менее магнитной (1 А/м) и лишь в рифтовой долине Срединно-Арктического хребта Гаккеля — корой намагниченностью до 2 А/м [9, 12 и др.]. В основном мощность осадочного чехла здесь не превышает 4 км. В консолидированной коре выделяются два магнитоактивных горизонта: верхний, видимо, связан с инверсионно намагниченными блоками толеитово-базальтового ложа «спрединговой» коры [9], а нижний, прямо намагниченный современным магнитным полем, возможно, представляет толщи нижней части коры, образованные путем серпентинизации верхней мантии [12; Г. Н. Петрова и др., 1976]. В зоне рифтовой долины кора сокращена до 5 км (см. рис. 1). Заметим, что не все авторы статьи едины в объяснении динамики образования земной коры этой части океана. В отличие от своих коллег Ю. Г. Киселев стоит на фиксистой позиции, отри-

цая здесь спрединг и отстаивая точку зрения, согласно которой хребет Гаккеля имеет вулканогенное (вулканорий) происхождение.

Земная кора в районе порога Ломоносова может быть отнесена к субконтинентальному типу (мощность до 25 км). При различных пересечениях порога [4, 7] установлено широкое изменение мощности осадочного чехла (0,5—3 км). А. М. Карасик первым обратил внимание на схожесть аномальных магнитных полей над северной окраиной Баренцево-Карского шельфа и порогом Ломоносова [9]. Теперь получены данные о сопоставимости и строения, и намагниченности земной коры этих областей. На представленном геомагнитном разрезе верхняя часть консолидированной коры порога Ломоносова лишь условно отнесена к «гранитному» слою, поскольку имеющиеся сейсмические материалы [10, 14, 16] позволяют предполагать здесь существование складчатого фундамента ($v_{пл}$ 4,7—5 км/с) или осадочно-вулканогенных образований, испытавших высокую стадию катагенеза.

В результате раскрытия глубоководного Арктического бассейна возможен дрейф (от кромки шельфа Баренцева и Карского морей) крупного геоблока (Трансарктического мегаплата), ограниченного порогом Ломоносова с одной стороны и системой поднятий Менделеева и Альфа — с другой. Структуры Трансарктического мегаплата испытывали влияние динамических процессов земной коры в пределах Канадской батиальной равнины и прилегающего шельфа. Авторами настоящей статьи получен геолого-геофизический материал, позволяющий провести аналогии между строением земной коры Трансарктического мегаплата и отдельными областями Баренцево-Карского шельфа. В целом земная кора в пределах мегаплата (или Трансарктического моста) имеет строение, близкое к субконтинентальной с перепадом мощностей от 15 до 25 км и более.

По среднему уровню эффективной намагниченности консолидированная кора (2—3 А/м) близка к земной коре северных окраин Арктического шельфа; наблюдается сходство и в аномальных полях силы тяжести и соответствующих скоростно-плотностных моделях земной коры.

В последние годы появились новые

независимые геологические данные, свидетельствующие в пользу некогда существовавшего единства земной коры северных окраин Баренцево-Карского шельфа и порога Ломоносова. В частности, к такому выводу пришел В. И. Устрицкий (1988), опираясь на палеогеографические и палеотектонические исследования этих областей. При характеристике терригенных отложений основное внимание им было уделено анализу распределения минералов тяжелой фракции, являющихся основным индикатором состава размывающихся орогенов и, следовательно, тектонической природы последних.

Касаясь геодинамики образования магнитоактивной коры Евразийского суббассейна, А. М. Карасик оценил ее возраст примерно в 60 млн лет, одновременно отметив возможную неравномерность скорости спрединга на различных этапах [9]. В. Э. Волк, опираясь на данные А. М. Карасика, проанализировал полосовидное аномальное поле ΔT и сделал вывод, по крайней мере, о двухэтапном характере его спрединговой динамики (60—40 и 40—0 млн лет), в ходе которой в палеогене произошло скачкообразное затухание скоростей разрастания магнитоактивной коры с 1 до 0,5 см/год (рис. 4).

Завершая характеристику земной коры Евразийского суббассейна, следует добавить, что по гравиметрическим данным выявляется асимметрия мощности земной коры относительно рифтовой долины Срединно-Арактического хребта Гаккеля, она уменьшается в

абиссальной равнине Амундсена. Подобная картина отмечается в строении земной коры по обе стороны Срединного Атлантического хребта (Ю. Е. Погребницкий, С. М. Зверев, 1988).

В пределах котловины Макарова магнитная кора утонена до 15—20 км (см. рис. 1, 2), однако в целом сохраняется переходный тип строения. Глубина поверхности Мохоровичича здесь оценивается [10] в 14—155 км с возможным проявлением субокеанических окон. В пределах котловин Макарова и особенно Подводников предполагается наличие внутримантийной границы на глубине 25—30 км, что связывается со сложной динамикой блоковых подвижек земной коры.

В настоящее время НПО «Севморгеология» в пределах котловины Подводников проводятся геолого-геофизические исследования по геотраверсам. Материалы работ обрабатываются, однако уже сейчас увеличение детальности и точности аэромагнитных наблюдений вдоль полосы исследований позволили взглянуть на эту часть Арктического бассейна более детально. В геомагнитном разрезе здесь намечаются три опорных горизонта, предположительно связанные с трапповым комплексом пород чехла (либо альтернативно-складчатым байкальским? фундаментом), допалеозойским базифицированным фундаментом и фазовой поверхностью «базальтового» слоя. В центральной части котловины Подводников уровень изотермы Кюри, оцененный по аэромагнитным данным в 18—

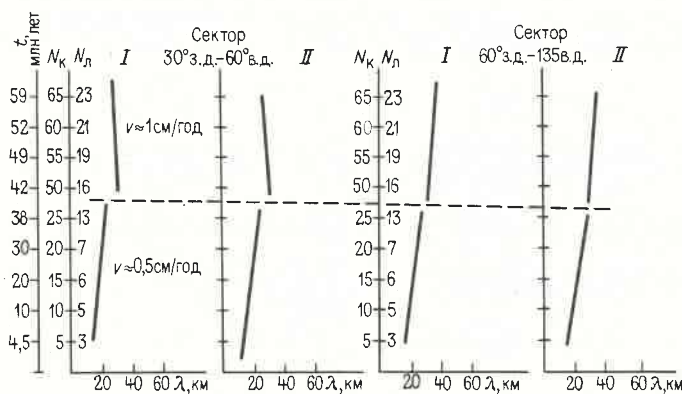


Рис. 4. Графики геодинамики спрединга магнитоактивной океанической коры Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана. Составил В. Э. Волк с использованием материалов А. М. Карасика, 1975, 1984. N_K , N_L — номера линейных магнитных анома-

лий (А. М. Карасик, 1978 и по Ламонтской шкале); λ — расстояния между смежными параллельными аномалиями одного знака, км; t — возраст магнитоактивной коры, млн лет, v — скорость разрастания магнитоактивной коры, см/год; пунктирная линия — граница смены ритмов спрединга магнитоактивной коры

22 км, близок к возможному положению границы Мохововичича. В котловине Макарова магнитоактивная кора более тонкая (до 15—20 км), а в зоне перехода к шельфу нашей страны доходит до 30—35 км.

В пределах поднятия Менделеева (и Альфа) мощность коры увеличивается. По гравиметрическим данным она превышает здесь 30 км, по данным зарубежных исследований [13], на поднятии Альфа достигает 35—40 км. На описываемом разрезе (см. рис. 2) магнитоактивная кора ограничивается 25 км. Различие в оценках разными методами объясняется, во-первых, тем, что в данном случае магнитометрия фиксирует глубину изотермы Кюри, во-вторых, сложностью магнитного поля ΔT над поднятиями Менделеева и Альфа, где проявляются искажения, связанные с возможно более глубокими объектами вблизи подошвы земной коры.

Таким образом, под поднятиями Менделеева и особенно Альфа (см. рис. 3) возможно наличие «корней», хотя сопоставление основных морфоструктур дна этой части региона с рисовкой поверхности Мохововичича не дает оснований полагать здесь полное изостатическое равновесие земной коры. Последнее свидетельствует о незавершенности тектонического становления всего геоблока Трансарктического моста. Так, по результатам изучения морфологии (Г. П. Махотина, 1988) намечается его неотектоническая активность — относительный рост структур разного знака на фоне общего погружения геоблока консолидированной коры.

Существует много попыток нахождения аналогий в характеристике геофизических аномальных полей и трактовке возможной модели земной коры поднятий Менделеева и Альфа, в частности, с северной частью Анабарского щита [12; В. В. Верба, А. А. Петрова, 1986].

В Канадской батинальной равнине по относительно редким в основном магнитным и гравиметрическим данным намечается утоненная (до 15 км и менее) кора с весьма повышенным уровнем намагниченности ($I=3$ А/м) в ее северной части. Тип земной коры при отсутствии «гранитного» слоя и мощности чехла около 5 км здесь субокеанический. В южной части Канад-

ской батинальной равнины мощность осадков доходит до 10 км и более [4; Г. Р. Джексон, Г. Л. Джонсон, 1984].

Большинство авторов статьи придерживается концепции о существовании дрейфа Трансарктического мегаплата как геоблока, отколовшегося от монолита консолидированной коры северных окраин Баренцево-Карского шельфа в результате раскрытия в Арктическом бассейне его Евразийской части. Альтернативным, хотя и менее распространенным [13; В. В. Верба], является предположение, что эта морфоструктура — срединно-океанический хребт древнего океана. Симметрично относительно поднятий располагаются котловины Подводников, Макарова и Канадская батинальная равнина. По плейт-тектонической реконструкции Арктического региона возраст заложения древнего океана датируется как 130 млн лет [15]. В общую структуру «старого» океана (по сравнению с Евразийским суббассейном) хорошо вписываются известные осадочные бассейны, выполненные мезозойско-кайнозойскими образованиями, приуроченные к континентальному склону Северной Америки и Азии. Их можно рассматривать как древние переокеанические бассейны (Т. Н. Копылова, 1981).

Зарубежные исследователи обращают внимание на сходство скоростного разреза хребта Альфа с Исландией и поднятием Манихаки в Тихом океане [13], однако сопоставление земной коры поднятия Альфа с сейсмогеологическими разрезами континентальной коры древних щитов представляются более убедительными (Ю. Г. Киселев, 1991).

В структуре наблюдаемого аномального магнитного поля система поднятий Альфа и Менделеева обособляется как единая провинция [7]. Характерна региональная линейная зональность этого аномального поля, что послужило основанием выделить рифтовую долину [9]. Однако следует отметить здесь разноплановый наложенный характер остаточных гравитационных полей, связанных со структурами верхних частей разреза земной коры. Если анализировать сглаженное магнитное поле, очевидно, отвечающее эффекту консолидированного фундамента, то оно распадается на субмеридиональную (Менделеева) и восток-северо-восточную

(Альфа) части. Отличительная черта этого региона — в основном прямая корреляция между знаком локальной составляющей аномального поля и соответствующими формами рельефа дна.

Завершая характеристику глубинного строения земной коры бассейна Северного Ледовитого океана, отметим, что, если рассматривать эту проблему более глобально, естественно было бы перейти к изучению глубинного строения всего Арктического сегмента, например, в пределах контуров Арктической геодепрессии — геодинамической системы, выделенной Ю. Е. Погребницким (1974). Эта огромная область стока рек в Северный Ледовитый океан выражена и в характере рельефа поверхности Мохоровичича. В известной степени ее границы, тяготеющие к критическим широтам (около 62° — 65° с. ш.), выделяются и в «спутниковом» магнитном поле. В будущем по мере пополнения геолого-геофизических данных изучение глубинной структуры и динамики земной коры в Арктическом сегменте целесообразно проводить с привлечением аналогии с антиподально построенной земной корой Антарктического сегмента (В. Э. Волк, 1987). В этом случае в качестве Антарктической антиподальной геодинамической системы может быть принята выделенная по геофизическим данным Р. Г. Куриным и Г. Э. Грикуровым (1989) огромная область, отвечающая блоку коры континентального — субконтинентального типа. О возможности такой аналогии говорит интересный факт: площади Арктической и Антарктической систем почти равны (примерно 37 млн км^2). Их контуры антиподально симметричны относительно экватора.

Важное значение в последующих исследованиях приобретает более детальное изучение глубинного разреза и структуры земной коры по опорным геотраверсам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баренцевская шельфовая плита*/Под ред. И. С. Грамберга, — Л.: Недра, 1988.
2. Верба В. В., Волк В. Э., Губернов А. П. Комплексная геофизическая модель земной коры Арктического бассейна//Теория и практика региональных геофизических исследований Мирового океана и Антарктики. — Л., 1989. С. 25—32.
3. Верба М. Л., Павленкин А. Д., Тулина Ю. В. Глубинная геологическая структура шельфа Баренцева моря (по данным КСЗ-82)//Неоднородности глубинного строения земной коры океанов. — Л.: Севморгеология, 1986. С. 75—88.
4. Вогт П. Р., Ковач Л. К. Амеразийский бассейн, Северный Ледовитый океан: магнитные аномалии и их расшифровка//Тр. XXVII МГК. — М., 1984. Т. 4. С. 128—136.
5. Волк В. Э., Иванов С. С., Шимарев В. Н. Аэромагнитные данные в исследовании земной коры. — Л.: Недра, 1982.
6. *Геология континентальных окраин*. — М.: Мир, 1978. Т. 1.
7. Глубинное строение Северного Ледовитого океана по геофизическим данным/В. В. Верба, В. Э. Волк, Ю. Г. Киселев и др. — Л.: Севморгеология, 1986. С. 54—71.
8. Грамберг И. С., Киселев Ю. Г., Коновалов В. В. Сейсмические исследования с дрейфующих станций «Северный полюс»//Сов. геология. 1991. № 3. С. 45—54.
9. Карасик А. М. Основные особенности истории развития и структуры дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным//Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. — Л.: Недра, 1980. С. 178—193.
10. Киселев Ю. Г. Глубинная геология Арктического бассейна. — М.: Недра, 1986.
11. Магнитоактивная кора Северного Ледовитого океана/В. Э. Волк, В. В. Верба, В. В. Жернов и др.//Тез. докладов IV съезда по геомагнетизму. — Калуга, 1990. Ч. 1. С. 69—70.
12. Строение земной коры Арктики по геофизическим данным/В. Э. Волк, Г. И. Гапоненко, Ю. Г. Киселев и др.//Докл. на XXVII МГК. — М., 1984. С. 26—36.
13. Forsyth D. A., Asudeh J., Green A. J., Jackson H. R. Crustal structure of the Northern Alpha Ridge beneath the Arctic ocean//Nature. 1986. Vol. 322. No 6077. P. 349—352.
14. Mair J. A., Forsyth D. A. Crustal structure of the Canada Basin near Alaska, the Lomonosov ridge and adjoining basins near the North Pole//Tectonophysics. Vol. No 1—3. 1982. P. 239—253.
15. Rowley D. B. and Lottes Ann L. Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: late Jurassic to present//Tectonophysics. 1988. Vol. 155. P. 73—120.
16. Sweeney J. F., Weber J. R. and Blasco S. M. Continental Ridges in the Arctic ocean. LOREX constraints Tectonophysics//1982. Vol. 89, P. 217—237.

Принята редколлегией 28 октября 1991 г.

Сеймостратиграфия неоген-четвертичных отложений Баренцево-Карского шельфа

Б. Г. ЛОПАТИН, Е. Е. МУСАТОВ (ВНИИОкеангеология)

При геологической съемке шельфа (ГСШ) первостепенное значение приобрели различные модификации сейсмического метода отраженных волн, позволяющие получать недоступную для суши информацию в виде непрерывного разреза по профилям. Глубина освещения разреза и разрешающая способность метода во многом определяются энергией и частотной характеристикой излучаемого сигнала. В практике работ ПГО «Севморгеология» на Баренцево-Карском шельфе применяются сейсмические (10—100 Гц), низкочастотное сейсмоакустическое (100—1000 Гц) и высокочастотное сейсмоакустическое (1—10 кГц) профилирование. Совокупность сейсмических исследований при постоянном совершенствовании их технологии и методики позволила получить достаточную информацию для составления геологических и структурных карт, не уступающих по детальности и достоверности картам суши, и подойти к составлению карты масштаба 1 : 1 000 000 на акваторию Баренцева и Карского морей.

Для определения мощности и строения верхнекайнозойских отложений, их стратиграфического расчленения и картирования наиболее эффективно непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП) с электроискровым источником упругих колебаний. При частоте сигнала 200—400 Гц глубина освещения разреза в зависимости от сейсмогеологических условий колеблется от 50 до 200—300 м при разрешающей способности 6—8 м. Это позволяет решать следующие геологические задачи: определение мощности и строения четвертичных отложений с расчленением их на сеймокомплексы, сеймогоризонты и сеймопачки; прослеживание по площади границ разновозрастных толщ осадочного чехла; изучение морфологии дна и погребенной поверхности коренных пород. Применение многоканальной цифровой аппаратуры позволяет через различные акустические характеристики (пластовые скорости, жесткости, частотный

состав и полярность) прогнозировать литологический состав геологических тел.

Главный метод геологической заверки результатов НСП — морское картировочное и инженерно-геологическое бурение. Основные его объемы пока сосредоточены в южной части Баренцево-морского шельфа [6, 8]. В центральных и северных частях шельфа применяются в основном грунтовые трубки, но их длина (до 5 м) не превосходит разрешающей способности метода НСП. Поэтому для этих районов возрастает роль сеймостратиграфического анализа материалов НСП, методика которого разработана в трудах зарубежных [5, 10, 11] и отечественных [3, 4, 6, 9] исследователей. Работы ПГО «Севморгеология» в акватории и на побережье позволили увязать сейсмоакустические комплексы верхнекайнозойского чехла шельфа с известными стратиграфическими подразделениями на прилегающей суше Кольского п-ова [9], Тимано-Уральского региона [2, 6, 12] и Западной Сибири [7], что дает возможность определять генезис и возраст сеймостратиграфических подразделений. На сейсмограммах выделяются однократные отражения от физических поверхностей, совпадающих обычно с границами геологических тел или с несогласиями. Допускается, что регулярные оси синфазности являются отражениями, полученными в результате перепадов акустической жидкости, которые связаны с границами напластования в разрезе [11].

На первом этапе интерпретации сейсмический разрез подразделяется на крупные седиментационные или сейсмоакустические комплексы, ограниченные в кровле и подошве поверхностями региональных несогласий. На втором этапе в пределах сеймокомплексов выделяются (по вертикали и латерали) сеймофации [10]. Это особенно важно для неоген-четвертичного чехла, представленного полигенетическими образованиями. Крапчатый тип сейсмозаписи при хаотически ориенти-

рованных коротких осях синфазности свидетельствует о континентальном (чаще всего гляциальном) генезисе отложений, а слоистый — о бассейновых осадках. При сейсмостратиграфическом анализе обычно изучается также характер относительных изменений уровня палеобассейнов на шельфе. Эпохи трансгрессий устанавливаются по наличию берегового подошвенного налегания выше поверхности седиментационного перерыва [5]. Регрессии фиксируются эпохами перерывов, когда отражения сейсмоакустического комплекса перестают прослеживаться у несогласной границы, образованной вследствие эрозионного либо тектонического среза или из-за отсутствия осадконакопления [10]. Об этом свидетельствуют и речные палеоврезы в кровлях сейсмокомплексов. Эпохи стабильности уровня моря выделяются по смещению в сторону моря берегового кровельного прилегания [5] прибрежно-морских и аллювиально-морских осадков.

В неоген-четвертичном чехле южной части Баренцевоморского шельфа различными исследователями выделяются от трех [1, 12] до пяти [6, 7] и даже девяти [9] сейсмоакустических комплексов. На сейсмостратиграфической схеме верхнекайнозойского чехла Печороморского и Южно-Баренцевского регионов, разработанной И. И. Гриценко [4] и Р. Б. Крапивнером [6], преобладают морские и аллювиально-морские отложения. В то же время на северо-западе Баренцева моря, в области последнего оледенения на Шпицбергенском и Скандинавском шельфах норвежские исследователи чаще всего указывают на наличие двух сейсмокомплексов, нижний из которых ледниковый плейстоценовый, а верхний морской голоценовый [13]. Однако в желобах и прогибах западной периферии шельфа норвежскими геологами установлено от четырех [14] до шести [15] комплексов, нижний из которых датируется послесреднеплиоценом [14], а в разрезе присутствуют как гляциальные, так и бассейновые осадки.

Возраст сейсмоакустических комплексов, горизонтов и пачек наиболее достоверно идентифицируется прямыми геологическими наблюдениями, когда картировочными или инженерно-геологическими скважинами вскрыт разрез верхнекайнозойского чехла на

полную мощность. При этом наилучшие результаты дают исследования фораминифер, которые подтверждают смену микрофаунистических ассоциаций вверх и вниз по разрезу от границ региональных эрозионных несогласий, выделенных на сейсмограммах. В тех случаях, когда геологические тела, слагающие сейсмокомплексы, прослеживаются с шельфа на сушу, появляется возможность увязать их с одновозрастными осадками морских террас на побережьях. Опыт подобных корреляций накоплен в ходе геологической съемки шельфа близ п-ова Канин, Тимано-Уральского региона и п-ова Ямал. При отсутствии картировочного бурения и непосредственного прослеживания на суше сейсмоакустические комплексы интерпретируются по косвенным признакам — характеру сейсмозаписи и положению в разрезе, когда возраст перекрывающих молодых осадков установлен путем донного пробоботбора.

На площадях ГСШ в центральных и южных районах Баренцево-Карского шельфа чаще всего выделяются три, а в глубоких палеодолинах — до четырех сейсмоакустических комплексов. Они ограничены известными [9, 12] опорными отражающими горизонтами: E_2 — поверхность морского дна, E_1 — подошва голоценовых осадков, D_2 — подошва плейстоценовых отложений, D_1 — подошва отложений плиоцена и в отдельных случаях D_0 — подошва миоценовых образований. На рис. 1 помещена схема интерпретации фрагмента сейсмоакустического профиля в Карском море.

Нижний, четвертый сейсмоакустический комплекс (D_0 — D_1) выделяется предположительно на Печорском шельфе и, возможно, на Приамальском участке Карского моря, где он выполняет древнейшие палеодолины и характеризуется неясно-слоистым типом записи. Этот комплекс сопоставляется с аллювиально- и прибрежно-морскими осадками вангурейской толщи мощностью до 70—80 м, установленными в скважинах на побережье Тимано-Уральского региона в интервале глубин 150—230 м ниже уровня моря [2]. Отложения представлены мелкозернистыми песками с простыми и линзами известковистых песчаников и алевроитов, обломками бурых углей

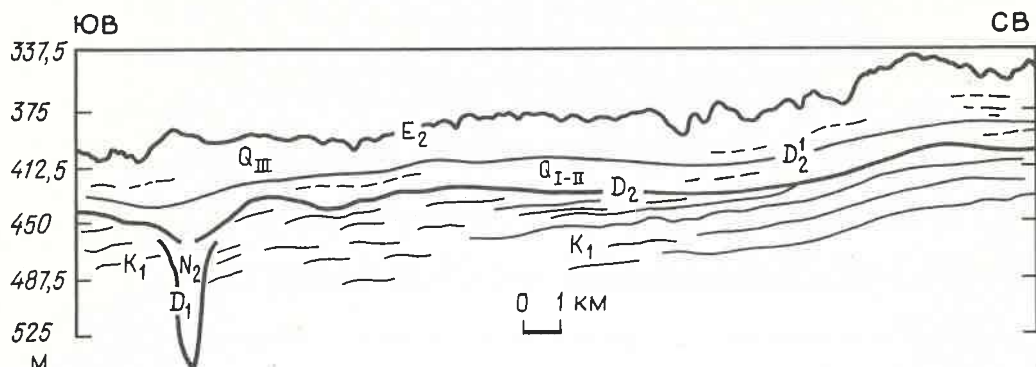


Рис. 1. Схема интерпретации сейсмоакустической записи в Карском море:

вертикальный масштаб рассчитан в соответствии со скоростью звука в воде 1500 м/с

и обугленной древесины. По теплолюбивым спорово-пыльцевым спектрам эта толща датируется ранним — средним миоценом [2] и сопоставляется с озерно-аллювиальными слабо угленосными глинисто-песчаными осадками абросимовской свиты в Западной Сибири. Аналоги последней, видимо, залегают в основании осадочного выполнения глубоких палеодолин на юге Карского моря.

Третий сейсмоакустический комплекс (D_1 — D_2) формирует мощные (до 100 м) покровные тела в пределах Печорской и Западно-Сибирской внутриматериковых плит, а на Баренцево-Карской окраинно-материковой плите он выполняет лишь глубокие палеодолины. Отражающим горизонтом D_1 комплекс иногда разделяется на две части, каждая из которых характеризуется сменой типа сейсмозаписи вверх по разрезу от косослоистой или акустически прозрачной до горизонтально-слоистой. Такие типы записи на сейсмограммах, видимо, соответствуют переходам от аллювиальных к аллювиально-морским осадкам. Это подтверждается геологическим строением соответствующих толщ на побережьях Печорской и Западно-Сибирской плит. В Тимано-Уральском регионе нижней части комплекса отвечают алевроглинистые осадки просундуйской свиты, перекрываемые алевролитами и глинами с прослоями песков (до 70 м) колвинской серии [2]. В Ямало-Гыданском районе Западной Сибири с ними коррелируются глины и алевролиты с гравием и галькой мужино-уральской серии (до 200 м), а в Усть-Енисейском районе — глины, алевролиты, пески и галечники большехетской серии мощностью до 160 м. Эти отло-

жения относят к ранне-среднеплиоценовому циклу аллювиальной и морской седиментации. Мощности таких осадков на шельфе, по данным НСП, всегда значительно меньше, и можно предполагать, что там они представлены в более мелководных фациях.

Верхняя часть третьего сейсмокомплекса (D_1 — D_2) также сложена песчано-глинистыми отложениями, но там уже присутствуют значительные объемы грубообломочных диамиктонов, имеющих ледниково-морской генезис. На сейсмограммах в верхах комплекса фиксируется неясно-слоистая или крапчатая сейсмозапись. В бассейне р. Печора этим образованиям соответствуют алевроглинистые осадки с прослоями песков и линзами валунно-галечного материала, объединяемые в падимейскую средне-верхнеплиоценовую серию мощностью до 100 м. В ряде морских скважин устанавливается сходство плиоценовых комплексов фораминифер на шельфе и побережьях [6, 8]. В Ямало-Гыданском и Усть-Енисейском районах Западной Сибири с рассматриваемым седиментационным циклом коррелируются песчаные алевролиты и глины с грубообломочным материалом низов салехардской серии (до 100 м) и санчуговской свиты (до 80 м) соответственно.

Второй, плейстоценовый сейсмоакустический комплекс (D_2 — E_1) также разделен рефлектором D_1 на две части. Нижняя в прогибах и впадинах на шельфе характеризуется слоистой или неясно-слоистой сейсмозаписью. На Печорской низменности с ними ассоциируются морские пески и алевролиты сяттейской свиты, сменяемые выше по разрезу ледниково-морскими диамиктонами роговской серии мощностью до

200 м [2] ранне-среднеплейстоценового возраста. Их аналоги в Западной Сибири — верхи салехардской серии. В то же время на ряде поднятий центральных частей шельфа (Персея, Центральнобаренцевском и др.) и близ окраинных архипелагов на сейсмограммах данный комплекс характеризуется хаотической сейсмозаписью, а отложения, по данным грунтового пробобора, представлены маломощными грубообломочными диамиктонами с переотложенными комплексами микрофауны. Они интерпретируются как донные морены максимального (среднеплейстоценового) оледенения, которое распространялось крайне ограничено на положительных морфоструктурах северо-западной периферии Баренцево-Карского шельфа.

Верхняя часть плейстоценового сейсмокомплекса (D_1^2 — E_1) соответствует позднеплейстоценовому циклу седиментации и представлена слоистым и пунктирным типами записи на сейсмограммах. По результатам донного опробования, горизонт сложен в низах разреза морскими глинами и алевроитами с теплолюбивыми бореальными комплексами микрофауны. Эти осадки имеют казанцевский (микулинский) возраст и перекрываются песчано-глинистыми миктитами с гравием и галькой, содержащими обедненные и холоднолюбивые комплексы фораминифер. Они сопоставляются с ледово- и ледниково-морскими образованиями холодного валдайского интервала. На подводных склонах Новой Земли [1], Шпицбергена [13, 15], Земли Франца-Иосифа и на внутришельфовых возвышенностях Адмиралтейства, Мурманской и других методом НСП и эхолотированием фиксируются локальные тела типа конечных морен относительной высотой до 25 м. Они распространены лишь до глубин 100—150 м и сложены несортированными песчано-алеврито-глинистыми диамиктонами с грубообломочным материалом. По идеальной выраженности в подводном рельефе образования интерпретируются как гляциальные отложения времени последнего (поздневалдайского, сартанского) оледенения, которое охватывало отдельные осушенные участки западной периферии шельфа.

Наконец, первый сейсмоакустический комплекс (E_1 — E_2) характеризуется акустически прозрачной записью и

соответствует обводненным неконсолидированным осадкам голоценовой трансгрессии. Они представлены преимущественно песками и алевроитами на мелководьях и подводных возвышенностях и глинистыми илами во впадинах и прогибах. На сейсмограммах комплекс прослеживается лишь тогда, когда его мощность превосходит разрешающую способность метода НСП, и до глубин 140—150 м. В более глубоководных районах, которые не были осушены в эпоху последней регрессии [6], этот комплекс сливается с нижележащими.

Общая мощность неоген-четвертичных отложений на шельфе колеблется от 5—10 м на поднятиях и структурных террасах до 150—200 м в унаследованных впадинах и прогибах, а также в речных палеодолинах. Представлены осадки как континентальных, так и морских мелководных и относительно глубоководных фаций, что дает возможность путем сеймостратиграфического анализа исследовать характер колебаний уровня палеобассейнов. На сводном графике, составленном с учетом глобальных изменений уровня Мирового океана [10] и проведенных [4, 6] сеймостратиграфических исследований в южных районах шельфа, виден стратиграфический диапазон неоген-четвертичных сейсмоакустических комплексов (рис. 2). В кровле и подошве каждого сейсмокомплекса зафиксированы эрозионные палеоврезы, по глубинам тальвегов которых реконструировались размеры регрессий. Уровень палеобассейнов в эпохи трансгрессий оценивался в соответствии с мощностями отдельных сейсмокомплексов и литологией и фациальной зональностью слагающих их осадков.

Таким образом, сеймостратиграфический анализ данных НСП и его заверка путем прямых геологических наблюдений создают основу для решения одной из основных задач ГСШ — изучение неоген-четвертичного чехла на полную мощность и стратификация его на литолого-стратиграфические подразделения. Это позволяет сделать важные выводы о неотектонических и палеогеографических источниках и направлениях терригенного сноса в регионе, влияющие на оценку его минеральных ресурсов.

Так, в соответствии с развиваемой в ПГО «Севморгеология» концепцией

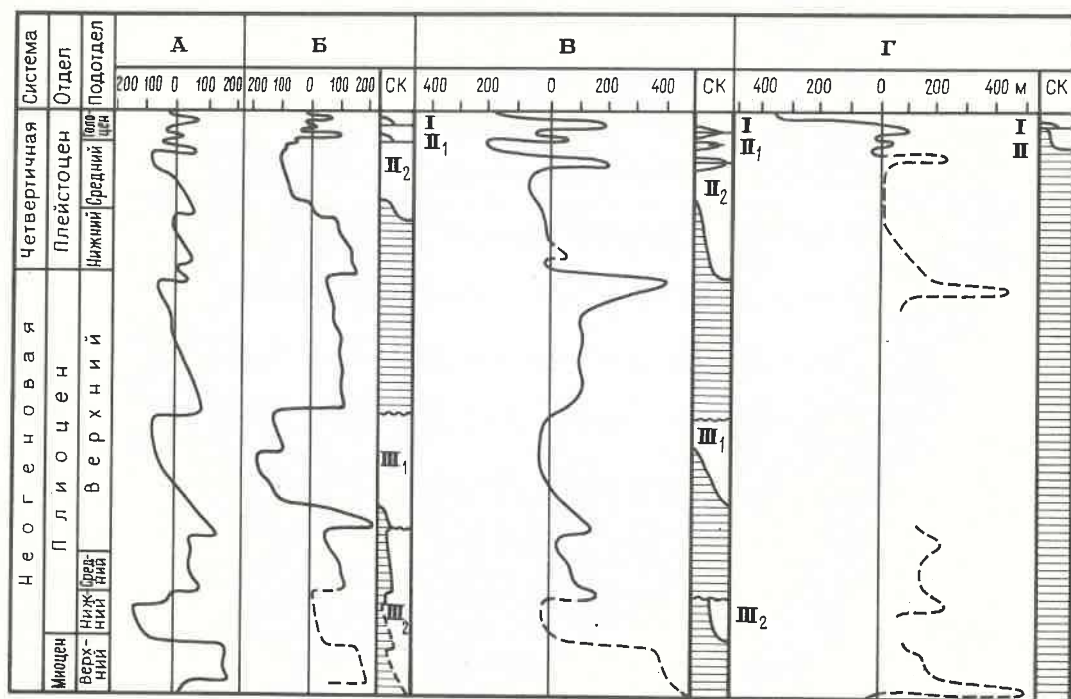


Рис. 2. Графики относительных тектоно-эвстатических колебаний уровня палеобассейнов на Баренцево-Карском шельфе в позднем кайнозое: А — глобальные изменения уровня Мирового океана (П. Р. Вейл и др., 1982); Б — внутрен-

ний шельф Печорского моря и южная часть Баренцева (И. И. Гриценко, 1986); В — внешний шельф Баренцева и северной части Карского морей; Г — окраинный шельф севера Баренцева и Карского морей (приокеанические желоба); СК — сейсмоакустические комплексы

об активизации окраинно-материковых плит на синокеаническом этапе их развития [2, 7] в неогене и начале плейстоцена на месте краевых шельфовых поднятий располагалась обширная область сноса (см. рис. 2), за счет размыва которой формировались мощные терригенные толщи в южной периферии шельфа. Лишь на заключительных стадиях новейшего этапа эта суша подверглась деструкции по активизированным древним разломам и распалась на ряд архипелагов. Установление путем сеймостратиграфического анализа характера подстилающих коренных пород дает возможность приступить к составлению и изданию листов Государственной геологической карты на акваторию Баренцева и Карского морей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время/А. А. Аксенов, Н. Н. Дунаев, А. С. Ионин и др. — М.: Наука, 1987.
2. Баренцевская шельфовая плита/Под ред. И. С. Грамберга, М. Л. Вербы. — Л.: Недра, 1988.
3. Гладенков Ю. Б., Кунин Н. Я., Шлезингер А. Е. Сеймостратиграфия и ее развитие в Совет-

- ском Союзе (основные направления и перспективы)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 4. С. 3—20.
4. Гриценко И. И. Сеймостратиграфический анализ новейших отложений шельфовых зон по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования//Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л., 1986. С. 46—49.
5. Кеннет Дж. Морская геология. — М.: Мир, 1987. Т. 1, 2.
6. Крапивнер Р. Б., Гриценко И. И., Костюхин А. И. Позднекайнозойская сеймостратиграфия и палеогеография Южно-Баренцевского региона//Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. М., 1988. С. 103—124.
7. Мусатов Е. Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое//Геоморфология. 1989. № 3. С. 76—84.
8. Онищенко С. В., Бондарев В. Н. Стратиграфия и палеогеографические особенности разрезов Печороморского мелководья//Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. М., 1988. С. 142—150.
9. Самойлович Ю. Г., Скоробогатько А. В. Стратиграфическое расчленение новейших отложений Кольского шельфа//Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. — Л., 1986. С. 15—22.
10. Сейсмическая стратиграфия/Р. Е. Шерифф, А. П. Грегори, П. Р. Вейл и др. — М.: Мир, 1982.
11. Шерифф Р. Е., Гелдарт Л. Сейсморазведка. — М.: Мир, 1987.
12. Яшин Д. С., Мельницкий В. Е., Кирил-

- лов О. В. Строение и вещественный состав донных отложений Баренцева моря: Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. — Л., 1985. С. 101—115.
13. Elverhi A., Solheim A. The Barents ice sheet — a sedimentological discussion//Polar Research, Oslo, 1983. Vol. 1. N 1. P. 23—42.
 14. Solheim A., Kristoffesen Y. Sediments above the upper regional unconformity: thickness, seismic stratigraphy and outline of the glacial history//Norsk Polarinstitute. Skrifter, Oslo, 1984. N 179B. P. 3—26.
 15. Vorren T. O., Hald M., Lebesby E. Late Cenozoic environments in the Barents Sea//Paleoceanography. 1988. Vol. 3. N 5. P. 601—612.

Принята редколлегией 20 мая 1991 г.

УДК 553.078:553.068.5(26)

© А. М. Иванова, О. В. Суздальский, 1992

Россыпная минерализация шельфовых областей Мирового океана

А. М. ИВАНОВА, О. В. СУЗДАЛЬСКИЙ (ВНИИ океангеология)

Россыпи широко распространены в шельфовых областях Мира вдоль побережий континентов, островов и архипелагов. Масштабы россыпной металлоносности и алмазности позволяют говорить о существенном вкладе прибрежно-морских месторождений в общий баланс минеральных ресурсов. Это относится прежде всего к таким полезным ископаемым, как ильменит, рутил, циркон, магнетит, титаномагнетит, монацит и касситерит, и в меньшей степени — к алмазам. Россыпи золота, хромита, платины и платиноидов на шельфах единичны, и вклад их в минеральный потенциал Мира пока незначителен.

За последнее десятилетие геологическая наука в нашей стране значительно продвинулась вперед в изучении шельфовых областей и их металлоносности. Возникло и успешно развивается новое направление в геологии (россыпная минерализация шельфовых областей), включающее элементы теории шельфового рудогенеза и прикладные разработки по классификации россыпных объектов, их характеристике и методике оценки ресурсов полезных ископаемых. Определены общие закономерности формирования и размещения россыпей в шельфовых областях, комплексы прогнозно-поисковых критериев, выявлены главные генетические типы россыпей.

Для понимания закономерностей размещения россыпей в пространстве (по латерали) и в разрезе вмещающей кайнозойской толщи следует напомнить природные особенности объекта исследования. Шельфовые области (зоны) — это элементы глобальной структуры Земли — гешельфа, сформировавшейся в конце мезозоя — кайнозоя как система молодых подвижных платформенных сооружений по окраинам материков [1, 2, 5, 6, 7, 8]. Данная мегаструктура является промежуточной в историко-геологической триаде (континенты — гешельф — Мировой океан) и характеризуется рядом вытекающих отсюда особенностей.

Границы шельфовых областей имеют, как правило, тектоническую природу (региональные сбросы, сдвиги, флексуры) и в современном рельефе фиксируются уступами, к которым приурочены береговые линии кайнозойских морей. Линия максимальной трансгрессии моря во многих регионах заходит далеко вглубь континента (до тылового шва приморских низменностей). Внешние (по отношению к материкам) границы шельфовых областей обычно соответствуют перегибу в рельефе дна — бровке континентального склона. Таким образом, историческое и геолого-структурное понятие «шельфовая область» (или зона) охватывает не только современный (географический) шельф, но и прибрежные части континентов [7, 8, 10, 11, 13].

Характерно зональное строение шельфовых областей, впервые описанное для арктических регионов [9]. Крайняя, приматериковая часть любой шельфовой области располагается на сочленении со структурами обрамления (пограничные орогенные пояса по Ю. Е. Погребницкому, 1976), с одной стороны, и шельфовыми плитными прогибами — с другой. Эта зона называется переходной, мобильной, подвижной, что отражает существо ее тектонического режима. Обрамляющий зону пояс складчатых и активизированных сооружений подчеркивает латеральную зональность шельфа, а система шельфовых прогибов (следующая зона) образует кайму по периферии океанической впадины. Неотектонический (морфоструктурный) план и рельеф фиксируют зональность: орогенный пояс (поднятия) — переходная зона (слабые и умеренные поднятия или опускания, денудационно-аккумулятивный рельеф — зона прогибов (активные прогибания, аккумулятивный рельеф)). Соответственно возрастают мощности кайнозойского чехла шельфовых областей — от десятков—сотен метров в переходной зоне до сотен метров в прогибах.

Суммарный эффект неотектонических движений в переходных зонах невелик (от 200... 150 м до —100... —150 м) и является результатом слабых положительных или отрицательных знакопеременных движений.

Переходные зоны по конфигурации и размерам тесно связаны с геоструктурами обрамления и основания шельфовых областей. Наиболее обычные конформные либо продольные зоны. Поперечные или дискордантные зоны часто обрамляют острова и архипелаги в узких межплитовых пространствах [5], они ориентированы под углом или вкрест простирания современных берегов и нередко продолжаютяся с акваторий на континент, сохраняя линейность и направление. Имеются переходные зоны окраинно-шельфового или периконтинентального типа (по границе с океанической впадиной), островодужные.

Типизация и оконтуривание переходных зон играют важную роль при изучении россыпной минерализации шельфовых областей, поскольку все известные россыпные объекты приурочены именно к этим геоструктурным элементам [1, 4, 5, 8, 10, 11].

Большое значение в кайнозойском шельфовом россыпеобразовании имеют площадное распространение и вещественный состав пород в областях питания — россыпеобразующих формаций [2, 4, 12, 14].

По окраинам материков и в островных дугах траассируются пояса и зоны с проявлениями своеобразного магматизма и эндогенной мине-

рализацией (С. Н. Иванов, 1973), предшествующими или синхронными становлению структур геосельфа. Классическим примером служит Тихоокеанский сегмент Земли с кольцевыми металлогеническими системами («Медное», «Золотое», «Гипербазитовое» кольца) и трансформным Австрало-Азиатским оловяносным поясом (М. И. Идиксон, 1979). Рудоносность в зонах перехода от континентов к океанам обусловлена геотектоническим режимом повышенной активности и возникновением своеобразных рудно-магматических комплексов, для которых характерны фемафильность и появление металлов мантийного происхождения.

Геотектоническая позиция и минерагенический профиль питающих провинций и зон определяют специализацию россыпей в шельфовых областях. Источниками россыпных минералов (золото, касситерит, алмазы, ильменит, титаномagnetит, рутил, циркон, монацит) в ряде областей служат метаморфические толщи шитов и древних платформ. Эти связи легко прослеживаются на примере россыпей, располагающихся вдоль побережий Африки, Западной Австралии, Индии, островов Мадагаскар и Шри-Ланка [2, 11]. Так в ЮАР, Танзании, Индии, Бирме находятся крупнейшие месторождения минералов титана, циркония и железа. На расстоянии свыше 1000 км прослежены россыпи алмазов в Юго-Западной Африке (ЮАР и Намибия).

Большая частота встречаемости прибрежно-морских россыпей касситерита, золота, хромита, платины связана с наличием россыпеобразующих формаций фанерозойских складчатых систем и зон активизации. Так, с мезозойскими (юра— мел) гранитоидными интрузиями ассоциируют россыпи касситерита в уникальных оловяносных районах Индонезии, Малайзии, Таиланда. Активизация в мезозое палеозойских геоструктур Кордильер и Австралийских Альп обусловила формирование россыпей золота (иногда с хромитом и платиной) и касситерита на побережье и шельфе Северной Америки и Австралии. С вулканическими поясами, зонами позднемезозойско-кайнозойской складчатости и активизации связаны россыпные месторождения и проявления магнетита, титаномagnetита, хромита, золота, платиноидов во многих районах Тихоокеанского мегапояса.

В целом для позднемезозойско-кайнозойской металлогении характерны экзогенные месторождения. Наряду с механическими концентрациями тяжелых минералов в россыпях формируются физико-химические (коры выветривания), хемо- и биогенные скопления металлов и их соединений. Осадочные толщи юрского, мелового, палеоген-неогенового возраста с аномальной металлоносностью часто служат промежуточными коллекторами полезных ископаемых по отношению к молодым (плейстоцен—голоцен) россыпям.

Размещение и состав россыпеобразующих формаций, в т. ч. промежуточных коллекторов, являются основной предпосылкой россыпной металлоносности и алмазности шельфовых областей. Дальнейшие процессы перемещения и аккумуляции минералов в благоприятных условиях могут привести к формированию россыпей. Вероятность возникновения последних и их масштабы определяются палеогеографическими предпосылками, которые зависят от режима неотектонических движений и характера морфоструктур и геоморфологических элементов.

Как уже отмечалось, рельеф и морфоструктурный план в переходных зонах шельфовых областей способствуют возникновению благоприятных палеогеографических ситуаций. Чередование

трансгрессий и регрессий моря создает своеобразные выровненные поверхности с сериями (лестницами) абразионных и аккумулятивных террас на суше в приморских низменностях и дне акваторий. Характерны затопленные и погребенные палеодолины, нередко захороненные поверхности выравнивания с корами выветривания. Такие обстановки хорошо изучены и описаны для многих регионов, где имеются россыпи золота, касситерита, ильменита, рутила, циркона, титаномagnetита, алмазов [2, 10, 11]. Оконтуривание аналогичных ландшафтов и палеоландшафтов служит (при наличии россыпеобразующих формаций в областях питания) одним из приемов прогнозирования россыпных районов.

Кайнозойский чехол шельфовых областей состоит из структурно-формационных комплексов, отвечающих этапам седиментогенеза, фиксирующих смену условий осадконакопления. Ритмичное чередование морских, паралических и континентальных фаций в кайнозойской толще определяет главную особенность шельфового россыпеобразования — полигенный состав продуктивных горизонтов. Россыпи принадлежат к двум генетическим типам (рядам, группам): морскому и континентальному. Размещение первых контролируется положением береговых линий моря; особенно благоприятна ситуация сближенности в пространстве разновременных береговых линий и их незначительного удаления от источника питания.

Континентальные россыпи в шельфовых областях чаще всего являются аллювиальными, реже — делювиальными, элювиальными, эоловыми; встречаются россыпи озерного, карстового, водно-ледникового генезиса. Аллювиальные россыпи золота и касситерита, возникшие в периоды регрессий моря, впоследствии оказывались затопленными и погребенными под более молодыми осадками. Их размещение контролируется палеодолинами и палеодепрессиями.

Россыпные залежи различных генетических типов образуют в шельфовых областях латеральные и вертикальные ряды и сочетания. Примерами могут служить многие районы Южной Африки (алмазы в пляжевых, террасовых, аллювиальных, дефляционных фациях), Аляски и Новой Зеландии (золото в пляжевых и аллювиальных осадках), Индонезии, Малайзии, Таиланда (касситерит в аллювиальных, прибрежно-морских и остаточных месторождениях).

Следует особо остановиться на периодичности шельфового россыпеобразования (эпохи или этапы максимальной интенсивности процесса). В большинстве известных россыпных районов продуктивные горизонты плейстоцен-голоценового возраста (иногда позднеплистоценового). Это относится практически ко всем россыпям ильменита, циркона, рутила, монацита, титаномagnetита, магнетита, хромита, платины, алмазов. Для золота и касситерита очень важна длительность процессов аккумуляции. Поэтому наибольшие скопления их минералов отмечаются в тех районах, где имели место древние (эоцен—олигоцен—миоцен—ранний плиоцен) эпохи или этапы россыпеобразования, по длительности существенно, иногда на 1—2 порядка, превышавшие «молодую» плейстоцен-голоценовую эпоху. Высокий потенциал древних этапов создавался не только за счет кумулятивного эффекта, но и в результате благоприятных палеогеографических условий (теплый и влажный климат, активная денудация, сближенность во времени с периодами пенепленизации и корообразования, т. е. подготовки рудного вещества к транзиту и накопле-

нию в россыпи). Такие условия характерны для обширных «пассивных» [3] шельфов, каковыми являются арктические [5], западноокеанские, австралийские (Тиморское и Арафурское моря), зондские (юг Южно-Китайского моря), восточнокитайские (Желтое море), мелководье вокруг Южного острова Новой Зеландии и др.

В высокоширотных областях с литогенезом полярного типа палеоген-неогеновые россыпи обычно законсервированы внутри толщи многолетнемерзлых пород и являются (на участках размыва) источниками рудных минералов для более молодых россыпей, которые в этих случаях играют роль «сигнальных» по отношению к древним концентрациям.

В плейстоцене и голоцене результативность процесса россыпеобразования была тесно связана с условиями морфолитогенеза, в частности — климатом и литогидродинамикой. Так, в полярных и субполярных шельфовых областях практически отсутствуют крупные скопления минералов титана, циркония, железа, редких земель. Все они располагаются в низкоширотных регионах на побережьях с интенсивным воздействием приливно-отливных, волновых и ветровых агентов абразии и аккумуляции.

По совокупности благоприятных предпосылок и факторов в шельфовых областях (их переходных зонах) выделяются зоны шельфового россыпеобразования, содержащие как известные россыпные зоны и районы с месторождениями и проявлениями, так и прогнозируемые.

Итак, основными особенностями россыпеобразования в шельфовых областях Мирового океана являются: тесная связь россыпей с областями питания, унаследованность их минерогенического профиля; приуроченность россыпей к определенным гео- и морфоструктурным элементам шельфовых областей (переходным зонам) с характерными неотектоническим режимом, рельефом и строением кайнозойской толщи; полифациальный состав россыпесмещающих горизонтов, наличие россыпей двух генетических типов (рядов) — прибрежно-морского и континентального, а также их сочетаний; периодичность процесса при значительной роли древних (палеоген—неоген) эпох или этапов россыпеобразования; зависимость от условий морфолитогенеза, в частности — климата и литогидродинамики.

В настоящее время ведется разработка россыпей ильменита, рутила, циркона, магнетита, титаномагнетита, монацита, касситерита, алмазов, золота, платины, хромита на пляжах, барах, морских террасах на суше, в лагунах, бухтах и на подводном береговом склоне до глубин моря 30—40 м. В связи с экологической обстановкой проявляется тенденция к переходу на большие глубины и значительное (≥ 5 —7 км) удаление от берега. Кроме того, осваиваются россыпи с более низкими содержаниями полезных компонентов, отчетливо стремление к комплексной добыче минерального сырья (включая гранаты, силлиманит, кианит, янтарь, фосфориты, стройматериалы, ракушняка и т. д.). Увеличивается вклад в освоение прибрежно-морских россыпей развивающихся стран Африки, государств Юго-Восточной Азии и Океании.

Особое внимание в последние годы обращено на возможность извлечения из донных осадков шельфа тонко- и микрозернистых частиц и соеди-

нений золота и других металлов, имеющих в основном био- и хемогенное происхождение и требующих создания новых технологий переработки. Осадки с «тонким» золотом и другими металлами (шельфовые металлоносные осадки) представляют собой связующее звено в латеральном металлогеническом ряду между россыпями шельфовых областей и осадочными месторождениями абиссальных районов Мирового океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айнемер А. И. Шельфовые зоны как бассейны седиментогенеза//Седиментогенез и рудогенез. Л., 1984. С. 3—16.
2. Айнемер А. И., Коншин Г. И. Россыпи шельфовых зон Мирового океана. — Л.: Недра, 1982.
3. Ганешин Г. С., Соловьев В. В., Чемяков Ю. Ф. Структурные и структурно-геоморфологические особенности шельфов//Геоморфология и палеогеография шельфа. М., 1978. С. 9—12.
4. Геологические критерии поисков россыпей/Л. З. Быховский, С. И. Гурвич, Н. Г. Патык-Кара, И. Б. Флеров). М.: Недра, 1981.
5. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых, Т. 9. Моря Советской Арктики/Под. ред. И. С. Грамберга, Ю. Е. Погребницкого. — Л.: Недра, 1984.
6. Егизаров Б. Х., Айнемер А. И., Иванова А. М. Геошельфы — окраинно-материковые георазделы//Структура и история развития Сев. Ледов. океана. Л., 1986. С. 7—21.
7. Егизаров Б. Х., Айнемер А. И., Иванова А. М. Геошельф — особая геоструктура Земли//Тез. докл. на III съезде советских океанологов. Геология, геофизика и геохимия океана. Л., 1987. С. 90—91.
8. Иванова А. М. Геодинамический режим — ключ к пониманию закономерностей россыпеобразования в шельфовых областях Восточной Арктики (в порядке постановки вопроса)//Геология и минералогия арктической области СССР. Л., 1981. С. 5—6.
9. Иванова А. М. Ландшафты шельфовых областей восточной Арктики (в свете задач прогнозного минерогенического районирования) Геология и минералогия арктической области СССР. Л., 1981. С. 28—39.
10. Иванова А. М., Ушаков В. И., Суздальский О. В. Кайнозойское россыпеобразование в шельфовых областях//Тез. докл. на VIII Всесоюз. совещ. по геологии россыпей. Киев, 1987. С. 33—34.
11. Иванова А. М., Ушаков В. И., Егизаров Б. Х. Пояса и зоны шельфового россыпеобразования в Мировом океане//Тез. докл. на III съезде советских океанологов. Геология, геофизика и геохимия океана. Л., 1987. С. 105—107.
12. Лихт Ф. Р. Россыпеобразующие формации побережья и шельфа морей Востока СССР//Проблемы морских минеральных ресурсов. Владивосток, 1984. С. 48—64.
13. Лобанов Д. Н. Шельф и прибрежная суша — единый геологический и народнохозяйственный объект//Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 9. С. 3—4.
14. Шило Н. А. Основы учения о россыпях. — М.: Наука, 1981.

Ультраосновные включения из щелочно-ультраосновных даек Среднего Тимана

Н. А. ДОВЖИКОВ (Ухтинская ГРЭ ПГО «Полярноуралгеология»)

Состав и история формирования позднебайкальской щелочно-ультраосновной дайковой серии Среднего Тимана привлекали внимание многих исследователей [Ю. П. Ивенсен, 1964; 4—6]. Геологическое положение и петрографический состав пород серии, включенной в четласский комплекс [3], изучались по образцам с глубоких горизонтов даек В. И. Степаненко [5], поэтому в настоящей работе отмечаются лишь некоторые их характерные черты.

Породы дайковой серии представлены флогопит-пироксеновыми пикритами и другими дифференциатами субщелочной пикритоидной магмы. Главными первичными породообразующими минералами являются оливин и титанавгит, второстепенными — плагиоклаз № 55—60, паргасит и флогопит, акцессорными — плеонаст, циркон, магнетит, ильменит, перовскит. Все породы в различной степени изменены процессами автометаморфизма. Первичные минералы часто полностью замещены постмагматическими или сохраняются в виде реликтов. В связи с этим изменяется и первичная структура пород, которая сохраняется лишь фрагментарно.

Дайковые тела иногда зональные. Эндоконтактные зоны имеют порфировую структуру с микролитовой основной массой. В центральной части дайки обогащены вкрапленниками и ксенокристаллами оливина и клинопироксенов вследствие дифференциации течения [8], что приводит к появлению сериально-порфировой и гломеропорфировой структур и брекчиевой текстуры. В процессе осаждения твердых фаз центральная зона часто смещается к лежащему боку дайки. Промежуточная зона, как правило, имеет реликтовую гипидиоморфнозернистую структуру.

Некоторые сведения о минеральном и химическом составех ксенокристаллов и вкрапленников были опубликованы

ранее [1, 2]. Изучение ультраосновных включений в целом подтверждает сделанные в этих работах выводы и позволяет уточнить некоторые петрологические аспекты истории формирования дайковой серии.

Ультраосновные включения чаще всего встречаются в центральных зонах даек. Все они представлены шпинелевыми верлитами и оливинитами, однако различаются зернистостью, химическим составом породообразующих минералов, взаимоотношениями с вмещающим пикритом, реже особенностями структуры. По этим признакам выделяются четыре разновидности включений, интерпретируемые как: мантийные включения, ксенолиты интрузивных ультрамафитов, ультрамафиты аккумулятивного происхождения, ультрамафиты «смешанного» состава.

Включения первой группы сложены форстеритом № 7—12, хромистым клинопироксеном ряда диопсида и хромшпинелью. Только в двух включениях обнаружены единичные мелкие до 1 мм округлые зерна ортопироксена, содержащего 8—9 % ферросилитового компонента. Выводы о мантийном происхождении [1] и реститовой природе этой ассоциации [2] были сделаны на базе анализа особенностей химического состава ксенокристаллов и сопоставления их с типохимизмом подобных образований из магматических комплексов других регионов. Поскольку минералы включений первой группы имеют точно такие же характерные черты химизма, что и изученные ранее ксенокристаллы, представляется обоснованным отнести названные включения к мантийным ксенолитам.

Включения имеют аллотриоморфнозернистую структуру, иногда с элементами пойкилитовой (ойкокристаллы клинопироксена могут включать мелкие зерна оливина). Размеры зерен оливина и клинопироксена достигают 25 мм, хромшпинели — 3 мм. В целом зер-

нистость подчиняется закономерности $Ол > Кпи > Шп$. Количественные соотношения оливина и клинопироксена сильно варьируют, что объясняется сопоставимостью размеров включений и слагающих их минералов, т. е. высокой (вплоть до мономинеральных зерен) степенью дезинтеграции ксенолитов. Усредненный их состав, оцененный с учетом количественного соотношения ксенокристаллов, следующий: 70—85 % оливина, 15—30 % хромистого клинопироксена, 1—2 % хромшпинели.

Особенностью мантийных ксенолитов, отмечавшейся ранее для ксенокристаллов, является реакционный характер контакта клинопироксена с вмещающим пикритом. Это выражается в развитии гомоосевых кайм титанистого фассаита по тем частям зерен хромистого клинопироксена, которые непосредственно контактируют с основной массой пикрита. Границы зерен внутри включений не несут следов реакционных взаимоотношений между минералами, и, следовательно, парагенезис может рассматриваться как равновесный.

Ксенолиты интрузивных ультрамафитов имеют аллотриоморфнозернистую, реже пойкилитовую структуру (клинопироксен включает округлые, иногда гипидиоморфные кристаллы оливина). Размеры зерен силикатов 3—10 мм, шпинели — 0,5—1 мм. Характер зернистости определяется соотношением $Кпи \geq Ол > Шп$. Породообразующие минералы представлены диопсидом, оливином № 10—15 и зеленой (в проходящем свете) железисто-магнезиальной шпинелью. Содержания оливина и диопсида в породе примерно равны, иногда с небольшим преобладанием клинопироксена. На долю шпинели приходится не более 1 % объема породы.

Диопсид на границе включений с пикритом также имеют фассаитовые каймы, не проникающие внутрь включения. В изученных ксенолитах наблюдался только низкожелезистый диопсид. Для более высокожелезистого диопсида, встреченного в виде ксенокристаллов, предполагается ассоциация с титаномagnetитом и (или) оливином [2].

Вывод о ксеногенности включений этой группы основывается на существовании реакционных взаимоотношений клинопироксена с пикритом и соотношении температур равновесия мине-

рального парагенезиса включений с соответствующими параметрами других магматических ассоциаций.

Представление об аккумулятивном происхождении шпинелевых верлитов третьей группы базируется на полной идентичности физических свойств и химического состава слагающих их минералов и вкрапленников ранней генерации, а также отсутствии существенных изменений химического состава минералов включений на контакте с пикритом.

Кумуляты имеют аллотриоморфнозернистую структуру при размерах зерен силикатных минералов до 3 см. Сложены включения оливином № 12—16, титанавгитом и плеонастом. В одном из нодулей было обнаружено зерно паргасита. Зернистость породы подчиняется правилу $Кпи \approx Ол > Шп$. Содержание оливина (с учетом фенокристаллов) обычно несколько выше, чем клинопироксена; шпинели — 1—3 % объема породы. Очертания включений неровные. Иногда наблюдаются небольшие «заливчики» основной массы, главным образом, по границам минеральных зерен.

Включения «смешанного» состава сложены минералами, характерными для всех вышеописанных пород. Для них обычны аллотриоморфнозернистая структура, сильно изменчивые количественные соотношения минералов и незакономерная зернистость. Характерно, что реакционные каймы фассаита по зернам хромистого клинопироксена и диопсида здесь наблюдаются также и внутри самих включений. Каймы эти более размыты и не столь хорошо выделяются визуально, однако химический состав фассаита включений обнаруживает все характерные черты, присущие пироксену кайм вокруг ксенокристаллов (таблица, ан. 18). Такой минеральный состав включений и взаимоотношения сосуществующих минералов, по-видимому, возможно объяснить только сегрегацией вкрапленников и минералов дезинтегрированных ксенолитов.

По механизму образования включения «смешанного» состава могли бы быть объединены с кумулатами, однако они различаются по предполагаемому месту и времени сегрегации и процессам, ее вызывающим.

Включения «смешанного» состава, вероятно, следует рассматривать как

Химический состав минералов ультраосновных включений

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	51,15	—	40,43	53,07	40,43	51,86	40,77	—	51,50	40,26	50,52	39,37	—	48,60	39,39	—	51,14	46,16	49,81	—
TiO ₂	0,43	0,61	—	0,20	—	0,27	0,03	0,62	0,33	—	0,36	—	0,36	1,10	—	0,34	0,36	1,96	0,80	0,24
Al ₂ O ₃	6,77	38,44	—	2,56	—	5,69	0,09	37,05	5,48	—	6,41	—	61,07	8,34	—	62,45	6,54	8,54	7,14	63,93
Cr ₂ O ₃	0,93	26,49	—	2,14	—	1,33	0,08	29,39	0,63	—	0,36	—	1,31	—	—	0,31	0,89	0,14	—	0,17
FeO	3,42	17,71	11,59	2,02	11,39	3,92	8,07	13,56	3,34	11,83	3,09	14,64	18,14	4,90	15,48	16,95	3,24	5,93	4,14	14,29
MnO	0,07	0,24	0,14	0,11	0,15	0,10	0,15	0,26	0,10	0,19	0,11	0,15	0,17	0,13	0,26	0,13	0,10	0,10	0,06	0,08
MgO	15,45	16,10	47,76	16,75	48,38	18,02	49,99	18,67	17,41	47,24	15,61	45,70	19,60	13,92	44,83	19,52	15,08	13,18	14,93	20,27
CaO	21,88	—	0,04	20,89	0,18	18,22	0,10	—	20,44	0,12	22,01	0,19	—	21,28	0,17	—	21,85	23,33	21,30	—
Na ₂ O	0,61	—	—	1,03	—	0,70	—	—	0,54	—	0,79	—	—	0,96	—	—	0,63	0,12	0,73	—
Сумма	100,71	99,69	99,96	98,77	100,61	100,11	99,28	99,55	99,77	99,64	99,26	100,06	100,65	99,24	100,13	99,70	99,83	99,46	98,96	98,98
Si	1,849	—	1,000	1,948	0,992	1,872	1,000	—	1,866	1,001	1,844	0,986	—	1,787	0,990	—	1,870	1,715	1,832	—
AlIV	0,151	—	—	0,052	0,002	0,128	—	—	0,134	—	0,156	—	—	0,213	—	—	0,130	0,285	0,168	—
Ti	0,012	0,013	—	0,005	—	0,007	—	0,013	0,009	—	0,010	—	—	0,007	—	0,007	0,010	0,054	0,022	0,005
AlVI	0,137	1,286	—	0,059	—	0,114	0,003	1,228	0,100	—	0,120	—	1,834	0,148	—	1,881	0,150	0,090	0,141	1,919
Cr	0,026	0,595	—	—	—	0,038	0,002	0,654	0,018	—	0,010	—	0,026	—	—	0,006	0,025	0,004	—	0,003
Fe ³⁺	0,007	0,093	—	—	0,014	0,011	—	0,092	0,036	—	0,062	—	0,126	0,071	—	0,099	—	0,093	0,037	0,068
Fe ²⁺	0,096	0,326	0,239	0,062	0,209	0,107	0,165	0,226	0,065	0,245	0,032	0,305	—	0,079	0,324	0,262	0,098	0,091	0,090	0,235
Mn	0,002	0,006	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,006	0,003	0,004	0,003	0,003	0,004	0,004	0,006	0,003	0,004	0,003	0,002	0,002
Mg	0,831	0,681	1,757	0,915	1,765	0,967	1,825	0,781	0,938	1,747	0,847	1,701	0,744	0,762	1,676	0,742	0,817	0,729	0,816	0,768
Ca	0,846	—	0,001	0,821	0,005	0,704	0,002	—	0,793	0,003	0,860	0,005	—	0,837	0,004	—	0,852	0,927	0,838	—
Na	0,043	—	—	0,073	—	0,049	—	—	0,038	—	0,056	—	—	0,008	—	—	0,044	0,008	0,052	—
T ⁰ , C*	900	850	—	955	—	1100	—	1000	1100	—	880	—	850	850	—	—	—	—	—	—
T ⁰ , C**	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
p, МПа	1300	—	—	700	—	1200	—	—	1500	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
												о. п.			о. п.			Неравновесная ассоциация		

Примечание. Все железо пересчитано на FeO; о. п. — область неопределенности; анализы выполнены С. А. Смысловым (ВСЕГЕИ) на микрозонде ARL SEMQ; 1—10 — магнитные ксенолиты; 11—13 — ксенолит интрузивного ультрафидата; 14—16 — кумулит; 17—20 — включение «смешанного» состава; 1, 4, 6, 9, 11, 14, 17—19 — клинороксиды; 3, 5, 7, 10, 12, 15 — оливины; 2, 8, 13, 16, 20 — шпинели; T⁰, C* — рассчитано по [9]; T⁰, C* — по [10], p, МПа — по [7].

гломеропорфировые образования, возникшие вследствие дифференциации течения при внедрении гетерогенной магмы в верхние горизонты земной коры. Для кумулатов также нельзя исключать такой механизм образования, однако факт существования «чистых» (без примеси ксенокристаллов) кумулатов, а также размер слагающих их минеральных зерен и отсутствие в них зональности указывают на определенный характер двух петрологических важных событий.

Во-первых, продвижение магмы из мантийного очага в промежуточный происходило без резких изменений кинематических и термодинамических параметров, которые вызывали бы массовую дезинтеграцию мантийных ксенолитов до мономинеральных зерен.

Во-вторых, магма в промежуточном очаге эволюционировала длительное время, обеспечившее кристаллизацию столь крупных незональных вкрапленников и их частичное гравитационное осаждение. В подобных условиях возможно ожидать образование в придонной части промежуточного очага тела аккумулятивных шпинелевых верлитов, являющихся крайним дифференциатом ряда: шпинелевые верлиты — флогопит-пироксеновые пикриты (в различной степени обогащенные оливином или плагиоклазом) — субщелочные оливиновые диабазы. Степень дифференциации магмы была сравнительно невысока, судя по резко подчиненной роли крайних дифференциатов в составе серии.

Оценка равновесных температур и давлений с использованием минеральных геотермобарометров [7, 9, 10] дает представление о термодинамических условиях на прото- и раннемагматической стадиях формирования дайковой серии.

Условия равновесия мантийного парагенезиса лежат в пределах T 950—1300 °C (с учетом данных [1]) при P 700—1500 МПа (см. табл.). Учитывая представления о реститовой природе мантийных ксенолитов, эти параметры можно расценивать как условия частичного плавления вещества верхней мантии в зоне генерации расплавов.

Равновесные температуры парагенезиса ранних вкрапленников, рассчитанные по 8 образцам, составляют 805—905 °C по клинопироксеновому и 590—900 °C по оливин-шпинелевому геотермометрам. Важно отметить, что низкие температуры, полученные по формуле Фабри, соответствуют не условиям ликвидуса, а температурам прекращения обменных реакций, которые могут идти и в твердом состоянии [10]. Значения давлений, рассчитанные для этого парагенезиса, попадают в область неопределенности, причем они менее 700 МПа (нижний предел калибровки метода [7]).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Довжиков Н. А., Довжикова Е. Г., Смыслов С. А. Клинопироксены из щелочно-ультраосновных пород дайкового комплекса Среднего Тимана//Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. 1985. Ч. 114. Вып. 5. С. 599—605.
2. Довжиков Н. А. Особенности химизма клинопироксенов, шпинелидов и оливинов из щелочно-ультраосновных даек Среднего Тимана//Магматизм и рудные полезные ископаемые Европейского северо-востока СССР. Сыктывкар, 1988. С. 64—66.
3. Корреляция магматических комплексов Европейского северо-востока СССР/Под ред. М. В. Фишмана. — Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1985.
4. Степаненко В. И. Дайковая серия щелочно-ультраосновной формации Среднего Тимана//Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1975. С. 99—105.
5. Степаненко В. И. Щелочные пикриты Среднего Тимана//Геология магматических образований севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1984. С. 3—15.
6. Черный В. Г., Смирнов В. Г., Черная И. П. Формационный анализ магматических пород Тимана//Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1972. С. 167—179.
7. Adams G. E., Bishop F. C. Experimental investigation of Ca—Mg exchange between olivine, orthopyroxene and clinopyroxene//Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 57. N 1. P. 241—250.
8. Bhattacharji S., Smith C. H. Flowage differentiation//Science. 1964. Vol. 145. N 3628. P. 150—153.
9. Boyd F. R., Shairer J. F. The system $MgSiO_3$ — $CaMgSi_2O_6$ //J. Petrol. 1964. Vol. 5. N 2. P. 275—309.
10. Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites//Contrib. Miner. Petrol. 1979. Vol. 69. N 4. P. 329—336.

Принята редколлегией 25 февраля 1991 г.

Типы вулканических стекол бадинской вулкано-плутонической ассоциации

Л. А. АДМАКИН (ВНИГРИУголь)

Среди вулканических стекол Западного Забайкалья давно известны перлиты Закультинского месторождения. На первых этапах изучения сложилось представление об этих образованиях как о дайковых телах [2], которого придерживались многие исследователи [3, 4, 6]. В. В. Наседкин [6, 7] выделил перлиты данного месторождения в интрузивный (близповерхностный) генетический тип. В последнее время перлиты рассматриваются в качестве зон закалки, окаймляющих экструзивные купола [9], что отвечает экструзивному генетическому типу [6].

Детальное изучение вулкано-плутонической ассоциации, с которой генетически связаны перлиты Закультинского месторождения, позволило установить несколько стадий стеклообразования, сопряженных с определенными этапами становления ассоциации [1].

Бадинская вулкано-плутоническая ассоциация сформировалась в поздней юре на протерозойском гранитизированном метаморфическом фундаменте, пронизанном палеозойскими и мезозойскими интрузиями, в пределах полосы развития интенсивного катаклаза и милонитизации (рис. 1). Она представлена кислыми вулканическими образованиями, составной частью которых являются кислые вулканические стекла, и комагматичными им субвулканическими гранитоидными интрузиями (рис. 2).

Комплекс пород представлен двумя петрохимическими группами (таблица), отвечающими двум этапам развития вулканизма. Породы первой группы по общей щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) соответствуют нормальному ряду кислых пород [5], в составе которого выделяются микрофельзиты, витрокластические туфы, риолиты афировые, риолиты порфировые. Перечисленные породы формировались в условиях разного проявления вулканизма и сопровождалась различной интенсивностью стеклообразования.

Микрофельзиты выполняют жерловые аппараты, а также слагают лавовые потоки. Они представлены

двумя фациальными разновидностями — массивными и сферолитовыми, которые перемежаются в разрезе лавовых потоков и постепенно замещают друг друга.

Массивные микрофельзиты — светло-серые, афанитовые породы, весьма однородного строения, с микрофельзитовой, фельзитовой и микрокристаллической структурой, иногда в комбинации со сферолитовой. За исключением редких чешуек опациitized лецидомелана имеют биминеральный состав: калинатовый полевой шпат + кварц. Акцессорные минералы представлены апатитом и титаномagnetитом. Сферолитовые микрофельзиты отличаются сочетанием микрофельзитовой и сферолитовой структур. Для них характерно повсеместное развитие литофиз газовой кристаллизации, выполненных калишпатом, альбитом и кварцем.

Первые проявления вулканических стекол в составе вулкано-плутонической ассоциации связаны с лавовыми потоками микрофельзитов. Именно эти стекла широко известны в литературе как перлиты Закультинского месторождения. Однако положение перлитов в составе ассоциации трактовалась неоднозначно [2, 6, 9].

В стратификации потоков микрофельзитов обнаружены тела перлитов разной мощности и протяженности (см. рис. 1). Все они тесно связаны с микрофельзитами и ассоциируют с их сферолитовыми разновидностями. Наиболее мощное и протяженное тело перлитов сопряжено с стратиграфически верхним потоком; остальные тела залегают среди микрофельзитов на разных стратиграфических уровнях.

Характерны плавные переходы между микрофельзитами и вулканическими стеклами, причем в самих перлитах отмечаются полосы сферолитовых микрофельзитов с аксиалитовой структурой. Эти взаимоотношения свидетельствуют о том, что перлиты — составная часть лавовых потоков микрофельзитов и представляют собой внешнюю везикулярную, стекловатую зону, где

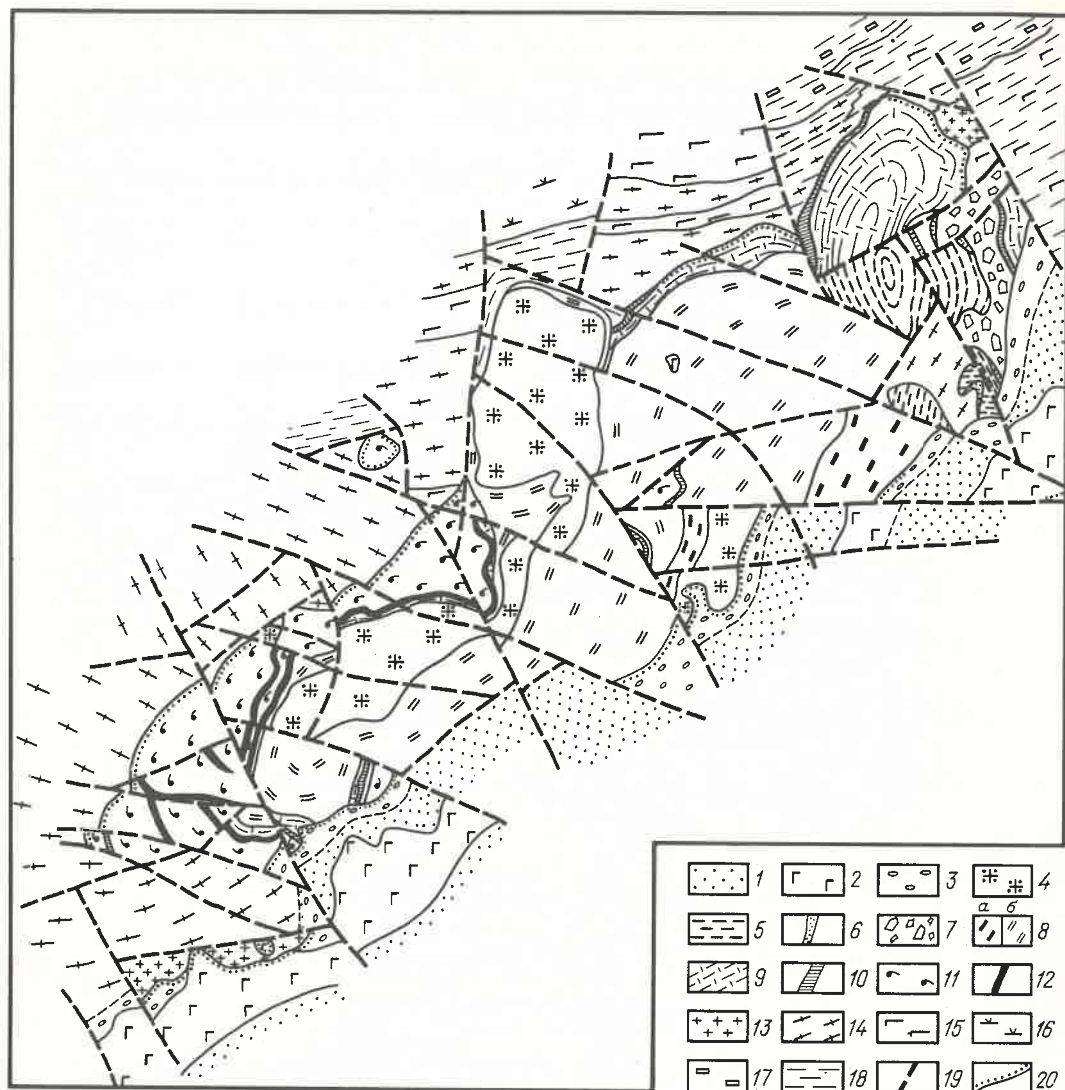


Рис. 1. Геолого-петрографическая карта Бадинской вулcano-плутонической ассоциации:

нижнемеловые отложения: 1 — песчаники, 2 — базальты, 3 — конгломераты; вулcano-плутоническая ассоциация: 4 — граносиенитовые порфиры, 5 — витрокластические туфы трахитов, 6 — стекла трахитового состава (пехштейновые порфиры), 7 — эруптивные брекчии, 8 — риолиты

порфировые (а), афировые (б). 9 — витрокластические туфы риолитов, 10 — стекла витрокластических туфов риолитов, 11 — микрофельзиты, 12 — перлиты; фундамент: 13 — граниты, 14 — гнейсы, 15 — амфиболовые сланцы, 16 — биотит-амфиболовые сланцы, 17 — слюдяные сланцы, 18 — милонитизация; 19 — разрывные нарушения; 20 — стратиграфические границы

стекла сменяются сферолитовыми разностями. С постепенным увеличением количества сферолитов перлиты переходят в сферолитовые микрофельзиты, в которых сохраняются следы остаточного стекла.

А. Эварт (1971), изучавший риолитовые лавы Новой Зеландии, приводит аналогичные данные об ассоциации перлитов с вулканическими породами. Все это позволяет рассматривать перлиты как структурные разновидности микрофельзитов, которые воз-

никли при быстром охлаждении лавовых потоков, являясь их краевыми фациями [1]. Повышенные содержания цезия в перлитах, по-видимому, одно из следствий такого положения стекол в лавовых потоках [1].

Перлиты перекрываются небольшими горизонтами шаровых образований размером от долей сантиметра до 10—30 см; отдельные макросферолиты достигают 80 см в диаметре. Они состоят из радиально-лучистых агрегатов калинатрового полевого шпата,

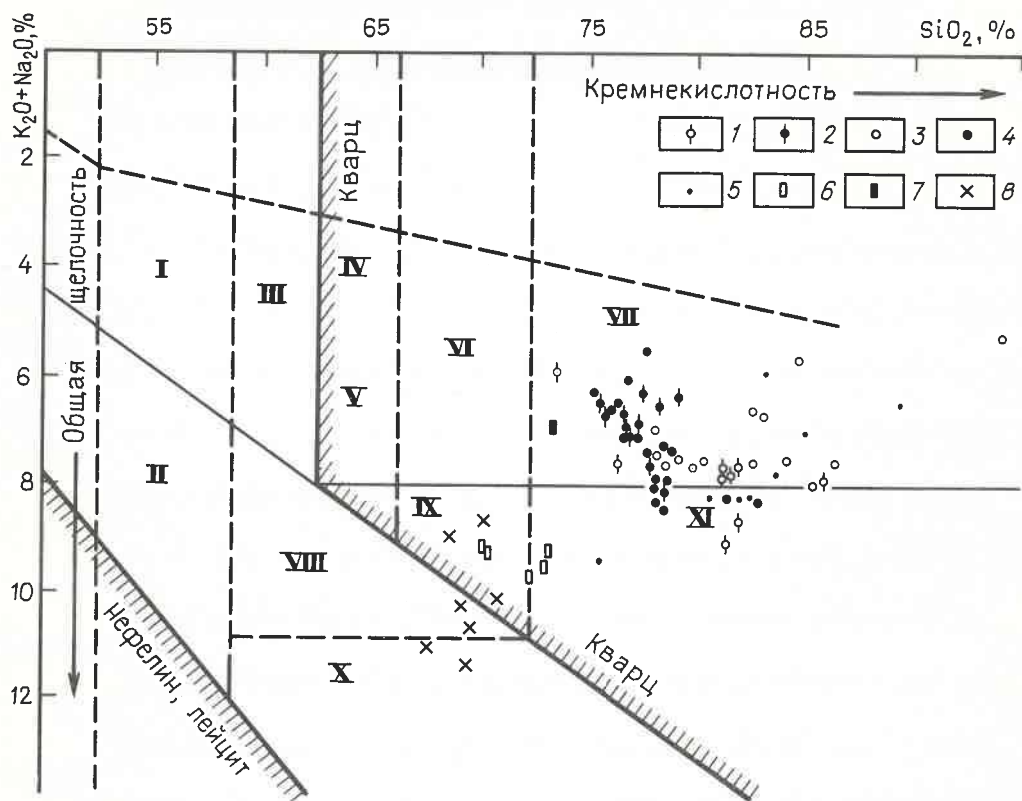


Рис. 2. Распределение пород вулканоплутонической ассоциации на диаграмме кремнекислотность — щелочность (по А. А. Маракушеву): 1 — микрофелзиты; 2 — перлиты, обсидиан-перлиты; 3 — туфы риолитов; 4 — стекла туфов риолитов; 5 — риолиты афировые; 6 — туфы трахитов; 7 — стекла туфов трахитов; 8 — граносиенитовые порфиры; I — габбродиориты, андезитодиориты, базальты, андезиты; II — трахиандезитобазальты; III — диориты, андезиты; IV — кварцевые диориты; V — андезитодациты; VI — гранодиориты, диориты; VII — граниты, липариты; VIII — сиениты, трахиты; IX — кварцевые сиениты, трахиты; X — щелочные сиениты, трахиты; XI — трахилинариты, щелочные граниты

прорастающих кварцем. Шаровые образования в горизонтах распределены весьма неравномерно. В одних интервалах глубин они единичны или полностью отсутствуют, в других — почти нацело вытесняют связующую витрофировую массу. Характерная особенность сферолитсодержащих горизонтов — окварцевание и гематитизация. Кроме того, отмечаются автобрекчирование и инъецированность вулканическим стеклом.

Сложность морфологии тел перлитов заключается в том, что они, представляя собой типичные пластовые тела в лавовых потоках, в пределах жерловых структур круто погружаются и быстро выклиниваются с глубиной. Тела перлитов отчетливо оконтуривают трещинный канал, который заполнен экструзией риолитов и интрузией граносиенитовых порфиров (см. рис. 1).

Витрокластические туфы

образуют обширный асимметричный покров, мощность которого в северо-восточном окончании достигает 300 м (см. рис. 1). Породы массивные или полосчатые, иногда с пламенивидными обособлениями — фьямме. Сложены мелкими пепловыми частицами рогульчатой и линзовидной формы с директивной субпараллельной ориентировкой. Характерна средняя степень спекания, реже более высокая с переходом в собственно игнимбриты. Основная масса туфов в разной степени девитрифицирована и состоит из каликатрового полевого шпата и кварца, заключенных в криптокристаллическую или изотропную матрицу. Следует отметить зависимость глубины девитрификации от степени сваривания пеплового материала. В основании покрова сохраняется мощная зона недевитрифицированных стекол витрокластических туфов. Иногда встречаются че-

Средний состав пород и стекол вулканоплутонической ассоциации и статистические параметры распределения

Порода (n)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. н.	Сумма
Микрофелзиты (n=6)	75,11 0,65	0,16 0,005	12,63 0,204	0,73 0,174	1,1 0,187	0,11 0,005	0,26 0,06	0,68 0,098	2,88 0,948	4,8 0,11	0,02 0,0001	1,6	100,08
Перлиты (n=11)	71,86 0,409	0,17 0,024	11,98 0,212	0,86 0,038	1,08 0,079	0,02 0,0004	0,27 0,03	0,95 0,081	2,86 0,602	4,31 0,074	0,05 0,032	5,79	100,2
Туфы риолитов (n=7)	73,27 0,501	0,19 0,006	13,26 0,567	1,4 0,602	0,93 0,332	0,42 0,69	0,04 0,0003	0,76 0,073	2,47 0,728	5,1 0,762	0,06 0,002	2,22	100,12
Стекла туфов риолитов (n=8)	72,2 0,476	0,16 0,001	12,27 0,8	0,23 0,013	1,05 0,153	0,21 0,001	0,07 0,001	1,03 0,204	2,78 0,511	4,62 0,22	0,04 0,0001	5,45	100,11
Риолиты афировые (n=5)	75,72 1,608	0,22 0,001	13,18 0,682	1,67 0,579	0,52 0,574	0,18 0,264	0,02 0,0001	0,68 0,012	2,81 0,299	4,35 0,28	0,07 0,002	0,87	100,29
Туфы трахитов (n=3)	67,14 1,5	0,67 0,007	16,42 0,195	1,34 0,635	1,52 0,1	0,57 0,068	0,73 0,003	1,23 0	3,89 0,005	5,46 0,043	0,26 0,0004	1,15	100,38
Стекла туфов трахитов (цехштейновые порфиры) (n=1)	68,84 —	0,47 —	14,1 —	0,69 —	1,8 —	0,73 —	0,06 —	1,24 —	3,3 —	4,54 —	0,12 —	4,46	100,35
Граносенитовые порфиры (n=7)	65,66 0,379	0,66 0,065	16,34 0,451	1,21 0,621	1,98 0,323	0,62 0,242	0,62 0,204	1,09 0,46	4,4 0,531	5,82 0,125	0,16 0,0003	1,54	100,10

Примечание. n — число проб; в числителе — среднее содержание %; в знаменателе — стандартное (среднеквадратичное) отклонение.

шуйки лепидомелана. Ксеногенные включения редки и представлены обломками кристаллических пород фундамента, оплавленными зернами кварца и осколками олигоклаза.

Покров витрокластических туфов — второй стеклообразующий горизонт, в основании которого находится зона недевитрифицированных туфов. В основании их постоянно присутствует дезинтегрированная масса несваренного пеплового материала — тефры, содержащая обломки вулканических стекол. Зона тефры отделяет покров витрокластических туфов от горизонта потоков микрофельзитов.

Афиновые риолиты — доминирующие породы вулканоплутонической ассоциации. Они выполняют жерловые части трещинных вулканов, околожерловые экструзивные купола и вторичные лавовые потоки. Их весьма однородное строение разнообразят литофизы газовой кристаллизации, обуславливающие флюидальное строение породы. Основная масса сложена калинатовым полевым шпатом и кварцем, редко встречается лепидомелан. Акцессорные минералы — апатит, титаномagnetит. Литофизы инкрустированы кварц-полевошпатовыми агрегатами. Формирование афиновых риолитов не сопровождалось образованием стекол. Ошибочной оказалась попытка Л. Е. Эйдельмана [9] связать перлиты Закультинского месторождения с экструзиями риолитов и рассматривать их как краевые зоны закалки.

В порфировых риолитах, как правило, присутствуют мегакристаллы анортоклаза. Другой их особенностью является наличие крупных линзовидных обособлений — «каменных лилий» (Г. Макдональд, 1975), сложенных сферолитовыми агрегатами. Образование риолитов завершает первый и предшествует второму этапу становления вулканоплутонической ассоциации.

Вторая группа пород представлена витрокластическими туфами трахитового состава и граносиенитовыми порфирами. По соотношению щелочность — кремнекислотность породы резко отличаются от пород первой группы. К началу второго этапа вулканизма химический состав расплава значительно изменился, что привело к десилификации и возрастанию валовых со-

держаний K_2O и Na_2O (см. рис. 2).

Витрокластические туфы трахитов образуют небольшие покровы, залегающие на кристаллических породах фундамента или на витрокластических туфах риолитов. Характерная особенность этих пород — наличие в туфовой основной массе обильных мегакристаллов калинатового полевого шпата и олигоклаза. Лепидомелан присутствует в более крупных, чем прежде, чешуйках. Основная масса сложена пепловыми частицами с директивной субпараллельной ориентировкой, которые плавно огибают вкрапленники и ксеногенные включения. Породы в значительной степени девитрифицированы, но всегда слабее, чем туфы группы риолита, поэтому содержат в большом количестве остаточное стекло. В основной массе обильно развит титаномagnetит, встречаются зерна апатита, циркона, флюорита. Отмечаются также обильные включения обломков кристаллических пород и оплавленные ксеногенные зерна кварца. Туфы — третий стеклосодержащий горизонт. Стекла залегают в основании покрова туфов, образуя нижнюю стекловатую зону; выше они сменяются девитрифицированными туфами.

Граносиенитовые порфиры слагают интрузив трещинного типа. Они состоят из мелкозернистой основной массы и многоэтапных выделений олигоклаза, фенокристаллов ортоклаза и таблиц биотита. В основной массе присутствует кварц. Акцессорные минералы представлены апатитом, титаномagnetитом, цирконом. Петрохимическое сходство и тождество минерального состава туфов и граносиенитов второго этапа свидетельствуют о их комагматичности и показывают, что граносиенитовая магма, находившаяся в промежуточной камере, служила источником эксплозивного материала.

Итак, вулканические стекла вулканоплутонической ассоциации — полихронные образования, формирование которых сопряжено с определенными стадиями вулканизма. Тесная генетическая связь их с микрофельзитами и туфами разного состава указывает на то, что процессы стеклообразования протекали исключительно в стадии лавового и эксплозивного вулканизма, а сами стекла являются фаціальными аналогами соответствующих девитрифицированных разновидностей, с кото-

рыми они образуют сопряженные пары [1].

В. В. Наседкин [6] с учетом условий образования выделяет четыре генетических типа стекловатых пород: интрузивный (близповерхностный), эффузивный, экструзивный и эксплозивный. Перлиты Закультинского месторождения он относит к первому типу. Другие вулканические стекла вулканоплутонической ассоциации из-за отсутствия сведений не рассматривались.

В настоящее время на основании новых более полных данных о строении вулканоплутонической ассоциации и последовательности вулканизма, составе и структуре стекол и их генетических связях с определенными горизонтами пород вулканические стекла ассоциации можно разделить следующим образом. Первая группа — стекла риолитового состава — включает два типа: стекла лавовых потоков (эффузивные) и стекла пепловых покровов (эксплозивные). Вторая группа — стекла трахитового (трахидацитового) состава — представлена стеклами пепловых покровов (эксплозивные). Стекла первой группы петрохимически близки породам первого этапа вулканизма, стекла второй — родственны породам второго этапа (см. таблицу).

К стеклам лавовых потоков относятся перлиты, в т. ч. Закультинского месторождения. Ранее они выделялись в интрузивный тип и рассматривались как дайки. Стекла обладают смоляным блеском, раковистым изломом, нередко обнаруживают перлитовую отдельность; показатель преломления 1,478. Среди перлитов преобладают черные и зеленовато-черные разновидности, реже встречаются зеленые и коричневые. Окраска перлитов связана со степенью девитрификации [1]. Так, черный цвет присущ изотропным перлитам, зеленые оттенки имеют стекла с девитрифицированным стекловатым базисом и обусловлены их зеленокаменным перерождением. Фенокристаллы ранней кристаллизации отсутствуют, однако характерна сферолитокристаллизация. Следует отметить, что сферолитообразование в пределах ассоциации связано исключительно с микрофельзитами и приурочено к уровням развития стекол. В перлитах сферолитовые агрегаты группируются линейно, образуя аксиалитовую структуру [8]. Встречаются также моно-

сферолиты — одиночные микросферолиты в стекловатой массе. Они особенно обильны в припочвенной части пластовых тел перлитов, образуя зону перехода в сферолитовые микрофельзиты.

Перлиты характеризуются повышенным содержанием, т. е. гидратированы. Пересчет на нормальное содержание воды показывает, что перлиты родственны микрофельзитам, с которыми они образуют фациальную пару. Взаимоотношения с микрофельзитами и развитие микросферолитов, свидетельствующих о затрудненной кристаллизации в вязком расплаве, приводят к выводу о возникновении перлитов в результате быстрого охлаждения внешних частей потоков. Следовательно, перлиты по механизму образования являются эффузивными.

Стекла пепловых покровов риолитового состава черного и зеленовато-черного цвета, с раковистым изломом. Визуально отличаются от перлитов по наличию линзовидных фьямме. Оптически изотропны, показатель преломления 1,477. Как и в перлитах, в них иногда прослеживаются сферические трещины перлитовой отдельности, но менее правильные.

Стекловатая масса сложена пепловыми частицами, которые в отличие от туфов литоидной зоны слабо сплюснены, более изометричны и потому не обнаруживают директивной ориентировки. Установлена прямая зависимость девитрификации стекла от степени сваривания пепловых частиц. Эта особенность отмечалась еще А. Н. Заварицким (1947). При девитрификации развиваются микрокристаллы, по-видимому, калинатрового состава и трахиты. Иногда эти микрокристаллы растут от поверхности частиц к их центру наподобие сферолитов.

По химическому составу стекла аналогичны туфам (см. таблицу), в основании которых они залегают. По сравнению с перлитами они отличаются меньшей степенью гидратации. Ранее предполагалось, что стекла со структурой сваренных туфов являются разновидностью перлитов [3] и представлены дайками [2]. По Н. Я. Волянюку [3], их образование связано с вспениванием и разрывом расплава на глубине подобно процессам, происходящим при извержении вулкана Кракатау.

Залегание витрокластических стекол в основании пеплового покрова свидетельствует о том, что они сформировались в результате быстрого охлаждения пеплового материала горячих лавин на контакте с кристаллическими породами фундамента. Стекла — самостоятельные образования, сформировавшиеся в эксплозивную стадию становления вулкано-плутонической ассоциации, и выделяются в собственно эксплозивный тип.

Стекловатая масса стекол пепловых покровов трахитового (трахидацитового) состава ничем не отличается от стекол предыдущего типа. Обилие в стекловатом базисе крупных вкрапленников санидина (10—15 %), олигоклаза (3—5 %), биотита (1—2 %) позволяет их отнести к пехштейновым порфирам (А. Н. Заварицкий, 1956). Из аксессуарных минералов преобладает титаномagnetит, в нормальных количествах присутствуют апатит, циркон, флюорит. Обильно представлены ксеногенные оплавленные зерна кварца, обломки кристаллических пород фундамента.

Стекла близки к витрокластическим туфам трахитов, в основании покрова которых они распространены (см. рис. 1). Выше они сменяются литоидными витрокластическими туфами трахитов. Механизм формирования стекол аналогичен образованию предыдущих стекол, т. е. связан с эксплозивным вулканизмом.

Проведенные исследования показали,

что бадинская вулкано-плутоническая ассоциация весьма продуктивна в отношении вулканических стекол. Вместо распространенного мнения об одноактном проявлении стеклообразования и специфической дайковой форме нахождения стекол сделан вывод о полихронности образования стекол, причем каждый акт связан с определенной стадией вулканического процесса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адмакин Л. А. Распределение редких щелочных элементов в породах вулкано-плутонической ассоциации Западного Забайкалья//Геохимия. 1982. № 8.
2. Антипин В. Н. О вулканических стеклах хребта Цаган-Хунтей//Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 12.
3. Волянюк Н. Я. Вулканические стекла Мухорталы и связанные с ними шаровые образования. — М.: Наука, 1972.
4. Кашкай М. А., Мамедов А. И. Перлиты, обсидианы, пехштейны и их минералого-петрографические и физико-химические особенности. — Баку: Изд-во АН АзССР, 1961.
5. Классификация и номенклатура магматических горных пород./О. А. Богатиков, В. И. Гоньшакова, С. В. Ефремова и др. — М.: Недра, 1981.
6. Наседкин В. В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения//Тр. ИГЕМ. 1963. Вып. 63.
7. Наседкин В. В. Петрогенезис кислых вулканитов. — М.: Наука, 1975.
8. Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация//Проблемы палеовулканизма. М., 1963.
9. Зидельман Л. Е. Бадинская вулканическая структура//Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1978. Вып. 8.

Принята редколлегией 28 января 1991 г.

Геохимия

УДК 550.34.016:546.291

© Н. Н. Егоров, В. Г. Попов, 1992

Гелиевые исследования при Кайраккумском землетрясении

Н. Н. ЕГОРОВ (Гидроспецгеология), В. Г. ПОПОВ (Новочеркасский политехнический институт)

В последние десятилетия накоплен значительный опыт изучения вариаций газового и ионно-солевого состава подземных вод, их уровенного режима в связи с сейсмическими событиями. В настоящее время анализ гидрогеохимических и гидрогеодинамических параметров рассматривает-

ся как одно из наиболее перспективных направлений по выяснению степени и особенностей деформаций горных пород в сейсмически активных регионах. Инженерно-сейсмогеологические исследования в значительной степени базируются на отечественных разработках, касающихся природы и

закономерностей формирования гидро-геодеформационного поля Земли [2, 3]. Это поле характеризует напряженное состояние недр и регистрируется данными стационарных наблюдений за режимом подземных вод. Установлено, что структура его является следствием пульсирующего характера изменения физических свойств геологической среды. При этом вариации во времени гидрогеохимических и гидрогеодинамических параметров могут служить показателем изменения емкости — проницаемости пород, мерой их деформации.

Масштабы миграции газовой-жидких флюидов по зонам разрывных тектонических нарушений, трещинам, кавернам и порам пород в приповерхностную зону подземной гидросферы контролируются комплексом различных факторов: гидростатическими силами, геостатическим сжатием, геотектоническими напряжениями, газонасыщенностью, температурой подземных вод и т. д. В общем случае при нарушении массивов пород, находящихся в напряженном состоянии, в верхние водоносные горизонты зоны интенсивной циркуляции поступает определенное количество напорных газонасыщенных термальных вод, существовавших ранее в условиях упругозамкнутого режима и высокого давления в пустотах сжатых отложений.

Таким образом, газогидрогеохимические аномалии в неглубокозалегающих подземных водах, связанные с сейсмическими событиями в исследуемом регионе, а также с сильными транзитными землетрясениями, отражают некоторый интегральный эффект различных физико-химических процессов в объеме пород, испытавших упругие деформации. Поэтому изучение вариаций концентраций компонентов газового и ионно-солевого состава подземных вод позволяет получить качественную оценку степени деформации геологических тел, находящихся в различных структурно-тектонических, литологических и гидрогеологических условиях.

Известен ряд гидрогеохимических компонентов, значимо реагирующих на сейсмические процессы: радон, диоксид углерода, гелий, фтор, ртуть и др. Наиболее информативным из них, как доказано многочисленными исследованиями [1, 4, 5, 6], является

гелий, увеличение концентрации которого устойчиво повторяется перед большинством землетрясений. Использование гелия для решения задач инженерной сейсмогеологии и гидрогеологии обусловлено его глубинным (преимущественно радиогенным) происхождением, в основном конвективной (фильтрационной) формой миграции и высокими градиентами в подземной гидросфере, а также наличием прецизионной техники (ИНГЕМ), позволяющей исследовать слабые поля концентрации гелия. Характерные геохимические черты этого газа, значительно облегчающие интерпретацию результатов гелиеметрии, — весьма низкие адсорбционные свойства и инертность, т. е. неспособность взаимодействовать с породами и заключенными в них газовой-жидкими флюидами. Вследствие этого приповерхностные гелиевые поля, формирующиеся в результате разгрузки газодонных смесей, не искажены вторичными явлениями, протекающими в системе вода — порода — газ — органическое вещество.

Большая часть территории, где проводились стационарные наблюдения за режимом подземных вод, находится в западной части Ферганской межгорной впадины, отличающейся высокой сейсмичностью. Разрез ее состоит из двух структурных этажей: нижнего — палеозойского, являющегося фундаментом одноименного артезианского бассейна, и верхнего — мезозойско-кайнозойского, соответствующего чехлу бассейна. Впадина обрамляется Моголтауским антиклинорием (на севере) и Белесынской антиклиналью (на юге), сложенными палеозойскими формациями. В структурно-фациальном отношении она подразделяется на две зоны: северную — Чаткало-Нарымскую и южную — Северо-Ферганскую, граница между которыми проходит по Северо-Ферганскому глубинному разлому. Центральную часть впадины занимают Дигмайская и Акбельская антиклинальные структуры.

В исследуемом районе наиболее широко развит четвертичный водоносный комплекс мощностью до 700 м, сложенный валунно-галечниковыми отложениями, песками с прослоями суглинков и глин. Воды безнапорные, глубина залегания их уровня изменяется от

нескольких до 100 м. Минерализация обычно не превышает 1 г/л, в составе преобладают гидрокарбонаты и сульфаты кальция и натрия.

Плиоценовый водоносный комплекс залегает на глубине 300 м и более. На поверхность он выходит севернее Кайраккумского водохранилища на р. Сырдарья, в пределах адыров Дигмай и Исписар. Мощность комплекса, представленного осадками молассовой формации (конгломераты, песчаники с прослоями алевролитов и глин), достигает 500 м. Воды напорные с положением пьезометрического уровня от нескольких до 100 м ниже земной поверхности. По химическому составу и минерализации они близки к водам четвертичных отложений.

Стационарные наблюдения за уровнем подземных вод, их гелиеносностью и другими гидрогеохимическими параметрами проводились с 09.10.85 г. по 30.09.86 г., в период, последующий за Кайраккумским землетрясением 13.10.85 г. Эпицентр его находился в 15 км восточнее г. Ленинабада, вблизи западного берега Кайраккумского водохранилища. Землетрясение имело следующие параметры: энергетический класс K 14,9, магнитуда M 6, глубина очага H 1—5 км, сила I в эпицентре 8 баллов.

После Кайраккумского землетрясения в течение 1986 г. в радиусе 500 км от района исследований было зафиксировано еще восемь землетрясений, которые вызвали колебания поверхности территории силой 1—3 балла. Эпицентры семи из них удалены на расстояние около 400 км, т. е. это транзитные землетрясения. И только землетрясение 3 16.08.86 г. относится к местным; эпицентр его расположен примерно в 50 км от исследуемого района.

Сила землетрясений в условных точках района, примыкающих к эпицентру Кайраккумского землетрясения, оценивалась по формуле (Н. В. Шибалин, 1968):

$$I = 1,52M - 3,51\lg\sqrt{R^2 - H^2} + 3,4,$$

где R — эпицентрально-расстояние от точки определения, км (рассчитано по Ч. Ф. Рихтеру, 1963).

Сеть режимных наблюдений размещалась следующим образом (рис. 1): на Дигмайской и Исписарской возвы-

шенностях, сложенных конгломератами и песчаниками неогенового возраста, расположены скв. 86 и источник 2, причем скважина находится в зоне разлома; в зонах разломов или вблизи них, на конусе выноса р. Ходжа-Бакирган — скв. 1, 5, 8, 30, 38 и источник 1; в зоне разлома, в предгорье хребта Белесынык — скв. 43; в зоне Северо-Ферганского разлома — скв. 3с; вне зон тектонических нарушений, на конусе выноса р. Ходжа-Бакирган — скв. 42 и 44, на террасе р. Сырдарья — скв. 5х.

Замеры уровня воды в скважинах и определение концентрации водорастворимого гелия производились через семь дней. Установлено, что на местное землетрясение 3 от 16.08.86 г. прореагировали скв. 30 (с 06.08 по 26.08 уровень поднялся на 1,98 м при естественных колебаниях не более 0,75 м) и скв. 86 (в этот же период уровень поднялся на 0,9 м при естественных колебаниях не более 0,6 м). На землетрясение 5 от 06.09.86 г. прореагировали скв. 5х (с 26.08 по 04.09 подъем уровня составил 1,07 м при естественных колебаниях не более 0,56 м) и скв. 43 (подъем уровня — 0,46 м). На землетрясения 6 от 13.09.86 г., 7 от 15.09.86 г. и 8 от 16.09.86 г. прореагировала только скв. 38. С 12.09 по 16.09 подъем уровня в ней составил 2,18 м при естественных колебаниях не более 0,43 м.

Таким образом, наибольшая амплитуда колебания уровня 1,07—2,18 м отмечена в скв. 30, 38 и 5х, которые расположены на конусе выноса р. Ходжа-Бакирган или террасе р. Сырдарья, сложенных хорошо проницаемыми гравийно-галечниковыми породами. Несколько меньший подъем уровня 0,9 м зафиксирован в скв. 86, хотя и тяготеющей к зоне разлома, но вскрывающей более устойчивые неогеновые породы. Уровни подземных вод в скв. 42 и 44 вообще не прореагировали на землетрясения. Это связано с тем, что данными скважинами вскрыты существенно глинистые осадки.

Отсюда видно, что амплитуда колебания уровня подземных вод в связи с сейсмическими событиями тем значительнее, чем более проницаема водовмещающая среда. Особенно отчетливо эта закономерность проявилась при Кайраккумском землетрясении. За четыре дня до него в скважинах линей-

ного трехкилометрового водозабора наблюдалось повышение уровня от 4 до 18 м. Причем максимум 14—18 м отмечен в скважинах западной части водозабора, разрез которых представлен преимущественно песками. В скважинах восточной части водозабора, вскрывших глинистые осадки с более низкими фильтрационными свойствами, уровень подземных вод поднялся всего на 4—8 м.

Разрывные тектонические нарушения в породах нижнего структурного этажа при наличии мощной толщи четвертичных осадков играют подчиненную роль в формировании уровня режима. Однако в случае однородного разреза колебания уровня все же больше в зонах разломов, чем вне их. Так, из скв. 43 и 44, имеющих сходный суглинистый разрез, на землетрясение, хотя и слабо, прореагировала скв. 43, расположенная в зоне разлома, а скв. 44, находящаяся вне приразломной зоны, не прореагировала на него.

Следовательно, изменение положения уровня подземных вод, обусловленное землетрясениями, характеризует степень устойчивости геологических тел, и наиболее четко это прослеживается по близким (эпицентр на расстоянии до 100 км) и коровым землетрясениям. Чем дальше расположены равносильные землетрясения и глубже залегает их очаг, тем сложнее увязать колебания уровней с сейсмическими событиями. Это объясняется наличием многочисленных факторов, влияющих на положение уровня подземных вод.

При значительных расстояниях от очага землетрясений на уровень воздействуют гидрогеохимические аномальные явления. Наибольшая амплитуда колебания содержания гелия 10^{-6} — $1,4 \cdot 10^{-3}$ мл/л отмечена в водопунктах, расположенных в зонах разломов (скв. 3с, 43 и 86). Причем в водах конгломератов и песчаников (скв. 86) она значительно меньше $2,7 \cdot 10^{-5}$ — $1,7 \cdot 10^{-4}$, чем в водах, вскрытых скв. 3с и 43 и приуроченных к гравийно-галечниковым отложениям 10^{-6} — $1,4 \cdot 10^{-4}$ мл/л. Максимальные изменения концентрации гелия зафиксированы в скв. 3с, находящейся в зоне Северо-Ферганского разлома.

Изменения содержания гелия в водопунктах, расположенных в пределах конуса выноса р. Ходжа-Бакирган, незначительны $5 \cdot 10^{-5}$ — $1,3 \cdot 10^{-4}$ мл/л.

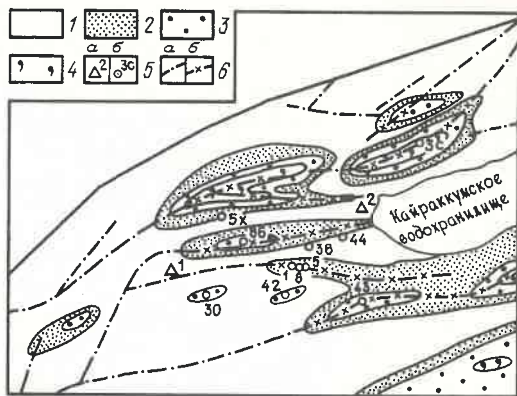


Рис. 1. Карта поля гелия Ферганской впадины: содержание гелия, 10^{-5} мл/л: 1 — менее 10, 2 — 10—15, 3 — 15—90, 4 — более 90; 5 — водопункты и их номера: а — источник, б — скважина; 6 — тектонические нарушения: а — по геолого-геофизическим данным, б — подтвержденные гелиевыми исследованиями

Хотя скв. 1, 5 и 8, а также источник 1 заложены в зонах разломов, вариации концентрации элемента с трудом увязываются с сейсмическими событиями в связи с интенсивным разубоживанием глубинного флюида мощным естественным потоком подземных вод конуса выноса. Столь же невелики и изменения содержания гелия $2 \cdot 10^{-5}$ — $1,3 \cdot 10^{-6}$ мл/л в водопунктах, пространственно не связанных с приразломными зонами (скв. 5х, 42 и др.).

Деформации земной коры под влиянием землетрясений сопровождаются не только вариациями концентрации водорастворимого гелия, но и изменениями содержания других компонентов подземных вод, в частности фтора и ртути. Однако амплитуда колебания концентраций последних существенно меньше, чем гелия. Для фтора она составляет 0,1—2 мг/л, для ртути — 0—59 мкг/л. Следует отметить, что флуктуации подобного размаха наблюдались не только в периоды, предшествующие землетрясениям, но и во время их отсутствия. Известны случаи, когда в воде скважин, чутко реагирующих на землетрясения вариациями различных физико-химических параметров, ртуть вообще не была обнаружена за весь цикл наблюдений. Поэтому генетическая интерпретация аномалий ртути и фтора в сейсмически активных районах затруднена, а результаты ее далеко не однозначны.

Таким образом, наиболее контрастно распределяется во времени химически

пассивный гелий. Вариации концентрации элемента связаны как с восходящей разгрузкой газовой-жидкой флюидов, интенсивность которой зависит от напряженно-деформируемого состояния среды, так и с резонансным эффектом, регулирующим поступление свободного и растворенного гелия из пород, залегающих непосредственно в околоскважинном пространстве [1]. В соответствии с этой моделью резкое изменение содержания гелия наблюдается при совпадении частот механических колебаний в области очага землетрясения с частотой колебаний концентраций гелия в скважине.

С учетом того, что в период наблюдений землетрясения носили главным образом транзитный характер, необходимо установить, могут ли они влиять на вариации содержания гелия, другие гидрогеохимические параметры и положение уровня подземных вод исследуемого района. С этой целью на основании наблюдений на Ташкентском геодинамическом полигоне по формуле $\lg TR = 0,63M + 0,15$ [4] определена вероятная длительность существования гидрогеохимических аномалий — время от их появления до начала землетрясения (таблица).

Из сопоставления расчетного времени существования аномалий и графиков изменения физико-химических параметров вод видно, что с сейсмическими событиями связаны вариации элементов в воде скв. 3с, 86, 43, 30 и 38. Анализ данных по другим скважинам режимной сети свидетельствует об отсутствии явной связи между концентрациями элементов и землетрясениями. Это объясняется тем, что в период наблюдений эпицентры их были удалены от района исследований на значительные расстояния и сила землетрясений не превышала трех бал-

лов. Землетрясение 3 с эпицентральной дистанцией 47 км не зафиксировано аномальными изменениями поля гелия, т. к. расчетный период «жизни» аномалии исчисляется 1—2 сутками, а режимные наблюдения проводились через семь дней.

В целом тот факт, что скважины, расположенные в зонах разломов, реагировали на землетрясения, указывает на возможность использования вариаций гидрогеохимических и гидродинамических показателей для оценки реакции на землетрясения геологических тел, отличающихся друг от друга по тектоническим условиям.

Отмечается различная степень влияния землетрясений на одинаковые в литологическом отношении участки гидrolитосферы, но находящиеся в различных тектонических обстановках. Так, анализ результатов режимных наблюдений на двух водопунктах (скв. 86 и источник 2), расположенных на Дигмайской и Исписарской возвышенностях, сложенных конгломератами и песчаниками неогенового возраста, показывает, что в скважине, тяготеющей к зоне разлома, амплитуда колебания содержания гелия значительно больше, чем в источнике, находящемся вне зоны дизъюнктивного нарушения.

На карте поля гелия (см. рис. 1), составленной по данным примерно одновременного отбора проб, аномалии элемента приурочены к ряду разломов, что является следствием мобильности и проницаемости последних в настоящее время. Особенно высокие концентрации гелия ($n \cdot 10^{-3}$ мл/л) зафиксированы в зоне регионального Северо-Ферганского разлома глубокого заложения. Очевидно, что участки, расположенные в ее пределах, при прочих равных условиях будут менее

Длительность существования гидрогеохимических аномалий в связи с землетрясениями

Номер землетрясения	Дата	H , км	M	R , км	I на участке работ, баллы	Время существования аномалий, сут
1	07.05.86	220	5,5	424	2	10
2	17.07.86	70	5,5	429	2,5	10
3	16.08.86	3	3,3	47	3	1,5
4	21.08.86	220—230	5,2	431	1,5	6
5	06.09.86	70—80	4,8	410	1,5	6
6	13.09.86	200—210	5,1	427	1,8	6

устойчивыми по сравнению с таковыми, находящимися вне тектонически активных зон.

Гелиевые исследования позволили уточнить и существенно детализировать схему изосейст Кайраккумского землетрясения (рис. 2). Установлено, что расчетные изосейсты в целом правильно показывают закономерное затухание интенсивности землетрясения от эпицентра в плейстосейстовой зоне, однако они не отражают зависимость интенсивности землетрясения от литологических, гидрогеологических и тектонических особенностей различных участков зоны. Так, западное Кайраккумское водохранилище, в районе г. Чкаловска, фактические изосейсты несколько вытянуты вдоль разлома, что, кроме того, подтверждается и макросейсмическими наблюдениями на участках наибольших разрушений. Фактические изосейсты в пределах Дигмайской возвышенности также имеют иной характер: здесь они вытянуты вдоль разломов, ограничивающих Дигмайскую антиклиналь. Все это хорошо согласуется с данными режимных наблюдений: в водопунктах, расположенных в зонах разломов, отмечаются максимальные изменения концентрации гелия и положения уровня подземных вод.

Наличие эмпирических связей в ряду землетрясение — изменение проницаемости пород — вариации концентрации гелия — степень деформации геологического массива дает возможность качественно оценить устойчивость последнего к сейсмическим процессам. Комплекс данных по литологии, тектонике и гидрогеологии территории, макросейсмическим явлениям после Кайраккумского землетрясения, а также анализ геохимического и уровня режима подземных вод в ходе землетрясений 1986 г. позволяют провести районирование территории по степени устойчивости к сейсмическим событиям (рис. 3). Наибольшие последствия от землетрясений возможны в пределах территории, соответствующей конусу выноса и террасам р. Сырдарьи, осложненной разломами глубокого заложения и отнесенной к весьма неустойчивой.

В заключение следует отметить, что сейсмические события, происходящие в пределах исследуемой территории и на довольно большом (до 500 км)

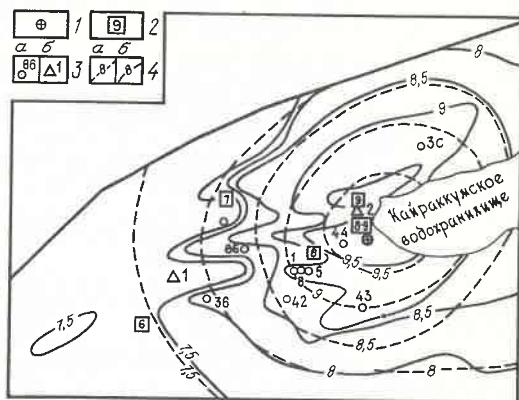


Рис. 2. Схема изосейст Кайраккумского землетрясения:

1 — эпицентр землетрясения; 2 — интенсивность землетрясения, в баллах; 3 — водопункты режимной сети и их номера; а — скважина, б — источник; 4 — изосейсты: а — расчетные, б — фактические с учетом результатов гелиевых исследований и макросейсмических явлений

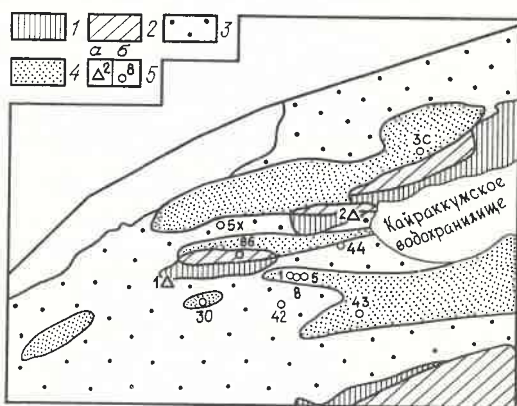


Рис. 3. Схема оценки устойчивости территории к сейсмическим событиям:

1 — относительно устойчивая; 2 — менее устойчивая; 3 — неустойчивая; 4 — весьма неустойчивая; 5 — водопункты и их номера; а — источник, б — скважина

расстоянии от нее, оказывают существенное влияние на состояние гидrolитосферы.

Ближние землетрясения (эпицентр на расстоянии до 100 км) вызывают вариации как гидродинамических, так и гидрогеохимических показателей, транзитные (на расстоянии более 100 км) — влияют на изменение преимущественно гидрогеохимических характеристик. Наиболее информативным для целей инженерной сейсмогеологии является гелий. Гидродинамические вариации в связи с транзитными землетрясениями обусловлены главным образом коровыми сейсмическими

явлениями магнитудой порядка 5 и более.

Амплитуда колебаний концентрации гелия и уровня подземных вод зависит как от сейсмической ситуации в зоне эпицентра землетрясения, так и от литологической, тектонической и гидрогеологической обстановок в пределах исследуемой территории. Размах колебаний тем больше, чем менее устойчива геологическая система.

Зависимость между поведением водорастворимого гелия и степенью деформации пород позволяет производить прогнозную оценку устойчивости территорий к сейсмическим процессам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барсуков В. Л., Беляев А. А., Серебряников В. С. На пути к прогнозу землетрясений // Природа. 1987. № 11. С. 23—33.
2. Вартанян Г. С., Куликов Г. В. Гидрогеодеформационное поле Земли // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262. № 2. С. 310—314.
3. Гидрогеодеформационное поле в период Спитакского землетрясения / Г. С. Вартанян, В. А. Гарифулин, Т. Е. Шалина и др. // Сов. геология. 1990. № 1. С. 92—96.
4. Гидрогеосейсмические предвестники землетрясений / Под ред. А. Н. Султанходжаева. Ташкент: ФАН, 1983.
5. Киссин И. Г. Подземные воды и сейсмические процессы // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. II. М., 1985. С. 302—306.
6. Озима М., Подосек Ф. Геохимия благородных газов. — М.: Мир, 1987.

Принята редколлегией 28 января 1991 г.

Дискуссии, обсуждения

УДК 551.24

© Г. М. Власов, 1992

К вопросу о «господстве» тектоники плит за рубежом

Г. М. ВЛАСОВ (ИТиГ ДВО Российской Академии наук)

Критические замечания о концепциях тектоники плит высказаны автором в ряде публикаций [2—4]. В обобщенной форме они изложены в монографии, готовящейся к печати.

Главные критерии при оценке основных положений тектоники плит — соответствие их реальным геологическим условиям и полезность в практических работах по прогнозированию, поискам и исследованию месторождений минерального сырья. При рассмотрении с таких позиций тектоника плит не может быть признана прогрессивной и цельной теорией. Особенно серьезные возражения вызывает процесс субдукции, являющийся геодинамической основой тектоноплитных представлений. Этот процесс невероятен геологически, т. к. на пути субдуцирующих плит обычно находятся ранее сформировавшиеся внешние дуги, существование которых тектоникой плит часто вообще игнорируется. Противоречит он и геофизическим материалам. Сейсмические разрывы через Японский, Алеутский, Курило-Камчатский, Перуано-Чилийский, Вашингтон-Орегонский глубокоководные желоба не подтверждают субдукцию. Представления о субдукции холодной литосферной плиты несовместимы с на-

блюдающимися высокими тепловыми потоками в островных дугах и тыловых бассейнах.

Не согласуется с имеющимися петрологическими и геохимическими данными приписываемая субдукции роль магмогенерирующего фактора. Как показывают расчеты, для образования известково-щелочных и кислых пород из базальтов и океанических осадков не хватает кремнезема и щелочей (особенно калия). В базальтах срединно-океанических хребтов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7020—0,7030 значительно ниже таковых в вулканитах островных дуг. Стронциевые изотопные отношения в вулканитах островных дуг соответствуют отношениям в порожденных мантией базальтах океанических островов и внутриконтинентальных районов. Против субдукции литосферных плит свидетельствует недавнее открытие на внешней стороне глубокоководных желобов базальтов промежуточного типа между океаническими и островодужными.

Литосферные плиты и залегающие на них океанические осадки не могут служить материалом и для образования колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд в островных дугах, как предусмотрено тектоникой плит. О не-

реальности подобных представлений говорят многие исследователи, анализировавшие этот вопрос с различных позиций. Имеющиеся сведения о структурах колчедановых районов и рудных залежей указывают на первичное, а не аллохтонное залегание руд. Опровергается фактами связь с субдукцией медно-порфириновых месторождений, многие из которых находятся на расстоянии более 1000 км от предполагаемых субдукционных зон.

Не оправдалось предполагаемое плитной тектоникой формирование в результате субдукции крупных кордильерских гранитных интрузий. Ничем не подтверждаются якобы существующие прямые соотношения скорости спрединга—субдукции с составами вулканитов и рудной продуктивностью.

Тектоника плит, утверждающая погружение в мантию и расплавление литосферных плит и приуроченных к ним руд, значительно занижает потенциальные рудные возможности различных структур. При постоянно происходящей субдукции сохранение рудных месторождений превращается в самостоятельную проблему, требующую объяснения в каждом отдельном случае.

Все это объясняет осторожное отношение к тектонике плит большинства советских геологов, особенно связанных с практикой геологических работ.

Широко распространено мнение, что за рубежом тектоника плит и сейчас господствует над другими геотектоническими направлениями. Это далеко не так. Тектоника плит уже давно начала терять за рубежом своих сторонников. Выдвигается вперед геотектоническая «школа» американских и евроазиатских геологов, активно развивающих геосинклинальную теорию, уделяющих должное внимание, помимо «горизонтальной», «вертикальной» тектонике. Все больше появляется последователей гипотезы расширяющейся и пульсирующей Земли и других родственных представлений. Многие из них ранее защищали тектоноплитные концепции.

В происходящем процессе отхода за рубежом специалистов от тектоники плит намечается четыре этапа и соответственно четыре группы ученых.

1. Исследователи, отмечающие ряд важных вопросов тектоники и минерального сырья, решение которых с помощью гипотезы субдукции и других концепций тектоники плит затруднено

или невозможно, но тем не менее остающиеся на плиттектонической позиции. К их числу относятся крупнейшие американские и евроазиатские ученые — У. В. Гамильтон, С. Уэда, А. Миясиро, Ф. Дж. Соукинс и др.

2. Исследователи, признающие тектонику плит и геосинклинальную теорию альтернативными моделями, не исключаящими одна другую, — А. Х. Митчелл, Х. Г. Реддинг, У. Р. Дикинсон, Дж. Ф. Деви, Дж. М. Бирд, А. М. Ивенс и др.

3. Исследователи, убеждающиеся в недостоверности основных положений тектоники плит и сначала пытающиеся «исправить» их, а затем полностью отрицающие ее концепции и переходящие в «лагерь» других геотектонических направлений (геосинклинальной теории, расширяющейся и пульсирующей Земли и др.), — П. Д. Лоу-ман, С. У. Кэрри.

4. Исследователи, вполне убежденные в необоснованности главных постулатов тектоники плит, твердо стоящие на позициях геосинклинальной теории (или родственных ей концепций), дополняющие геотектоническую теорию новыми принципиальными положениями, — А. Мейергофф и Г. Мейергофф, В. Кребс, Ф. К. Вецель, Е. Локарди и др.

Первая группа. В нее включен несколько условно У. В. Гамильтон [11], сделавший обзор тектоноплитных представлений об островодужных комплексах. Он убежденный сторонник тектоники плит, но объективность исследователя заставила его высказать ряд критических замечаний. Он усомнился в существовании устойчивых субдукционных систем, в возможности приложения термина «обдукция» к офиолитам, отметил ограниченность проявления аккреции, распространение в большинстве желобов лишь оползневых явлений в осадочном материале местного происхождения. Некоторые желоба, например Алеутский, отражают прогибание, но не субдукцию. Спредионговый механизм в тыловых структурах дуг неясен и продолжает дебатироваться.

От сколько-нибудь серьезного анализа магматизма дуг У. В. Гамильтон уклоняется, принимая объяснения других исследователей, но отмечает маловероятность образования путем субдукции контрастных магматических ассоциаций, наблюдаемых в дугах. Ряд

фактов, в т. ч. существование концентрических структур и проявляющийся метаморфизм пород, позволяют ему допустить существование магматических диапиров. Предположение о наличии в Индонезии трех вращающихся при передвижении крупных плит, делящихся на более мелкие, и последующее дробление последних на небольшие блоки — все это обуславливает хаотическую картину, не позволяющую установить какие-либо закономерности, определяет условность интерпретации различных авторов. У. В. Гамильтон приходит к выводу, что многие районы Индонезии и Филиппин еще плохо поняты и взаимоотношения структур различных районов не вполне ясны.

У. В. Гамильтон подошел к изучению структур островных дуг как человек, заранее уверовавший в справедливость большинства концепций тектоники плит и с этих позиций рассматривающий островные структуры, не пытаясь проанализировать противоречащие этим концепциям факты. Это видно из конструкции его работы, в которой характеристике Индонезийских островных дуг предшествует обширный раздел, посвященный истории развития и постулированию истинности основных положений тектоники плит.

С. Уеда [17] также сторонник тектоники плит, однако признает ее существенные недостатки и указывает много вопросов, не решенных плейттектонистами. Среди них причины высокого теплового потока и вулканизма в тыловых частях дуговых систем, открытия тыловых бассейнов, поднятия дуг и превращения их в горные пояса. Не решен вопрос о существовании террейнов, аккреции крупных структур, плавлении литосферных плит (термальные расчеты субдукционных моделей вообще не подтверждают плавления). По мнению ученого, магматизм островных дуг может определяться поднятием горячего астенолитового материала к мантийному клину у зоны субдукции. С. Уеда считает, что проблема системы «желоб—дуга—тыловые структуры» еще в значительной степени не решена и попытки объяснить важные тектонические особенности этой системы посредством простой субдукционной модели бесплодны [17].

А. Миясиро [6], рассмотрев типы орогенических поясов, заключил, что поскольку прослеживание движений

микроплит затруднено и сомнительно, геологическая интерпретация орогенических поясов с позиций тектоники плит в высшей степени ненадежна. Полосовые магнитные аномалии, связанные с движениями микроплит, устанавливаются с трудом. Поэтому история развития отдельных микроплит изучалась на основании неопределенных и сомнительных данных [6].

Ф. Дж. Соукинс [16] описывает рудные месторождения с «попутной» привязкой к тектонике плит, часто оговариваясь об условности этой привязки. Он отмечает неопределенность связи различных руд с субдукцией, ошибочность представлений о влиянии океанических руд на оруденение континентов, скептически относится к проблеме плавления литосферных плит в зонах субдукции, возражает против аккреционного характера внешних дуг и рассмотрения тел ультрабазитовых — базитовых пород в качестве тектонических пластин океанической коры. Высокую магнезиальность магм зеленокаменных поясов он склонен объяснить высокой степенью частичного плавления вещества мантии. Представления о древних орогенных поясах, находящихся внутри континентов, как о продуктах тектонических циклов Вильсона, по мнению Ф. Дж. Соукинса, подлежат серьезным дебатам. Многозначителен общий вывод автора: «Поспешность в интерпретации всех геологических явлений с позиций взаимодействия плит ведет к легковесным решениям» [16, с. 270].

Вторая группа. Условность, нереальность концепций тектоники плит заставила исследователей (в т. ч. и формально следующих тектоноплитным представлениям) широко использовать сравнительно хорошо разработанные и более близкие к практике понятия и термины геосинклинальной теории.

Концепцию тектоники плит применили к геосинклиналям А. Х. Митчелл, Х. Г. Реддинг, У. Р. Дикинсон, Дж. Ф. Деви, Дж. М. Бирд, К. Д. Хсу и др. Принципа «примирения» тектоники плит с геосинклинальной теорией придерживался и А. М. Ивенс [10]. Он выделяет типы геосинклиналей, подразделяет геосинклинальное развитие на три стадии: начальную — толеитовую, главную — известково-щелочную, заключительную с преобладанием кислых и щелочных магматических про-

дуктов. А. М. Ивенс критически рассматривает многие концепции тектоники плит. Он считает, что внешние «осадочные» дуги не аккреционные, аллохтонные сооружения, а сложены отложениями прогибов, находящихся между желобами и вулканическими дугами, испытавших инверсию. Он возражает против связи порфировых руд с субдукцией и т. д. Таким образом, формально как бы принимая основные концепции тектоники плит, А. М. Ивенс строит курс рудной геологии в значительной мере с учетом положений геосинклинальной теории.

Х. Г. Реддинг [7] в качестве основного принципа при составлении книги об обстановках осадконакопления и фациях также принимает «примирение» альтернативных моделей геосинклинальной теории и плитотектонических интерпретаций. «Эти две модели не исключают друг друга и в большинстве регионов имеются элементы обеих концепций» [7, с. 281].

Тесный «симбиоз» тектоники плит и геосинклинальной теории проявляется и в ряде международных коллективных монографий, например в работе «Геология континентальных окраин». Континентальные окраины обычно трактуются как элемент тектоники плит. В действительности же это эмпирический материал, дополняющий геосинклинальное учение. Многочисленные фактические данные, приведенные в книге, подтверждают существование современных геосинклинальных систем в виде островодужных комплексов, рост континентов за счет последовательного отступления этих комплексов в сторону океана, формирование бассейнов осадконакопления и других структур при проявлении вертикальных движений и смене напряжений сжатия и растяжения и т. д. Не случайно А. М. Ивенс [10], описывая континентальные окраины, классифицирует их как различные типы геосинклиналей.

Характерно, что чем детальнее и достовернее излагаемый авторами книги материал, тем более очевидны противоречия фактов с тектоникой плит — слабая дислоцированность отложений желобов; отсутствие признаков субдукции в раннемезозойском складчатом поясе Антарктического полуострова, позднепалеозойской геосинклинали Чилибу, кайнозойских образования Берингоморского района; отсутствие

в Тихом океане современных островных дуг или фрагментов древних орогенических поясов, «утекающих» и исчезающих в желобах при субдукции; узкие временные промежутки формирования офиолитов; ошибочность взглядов на зоны Заварицкого—Беньофа как на структуры преимущественного сжатия и др.

Третья группа включает исследователей, убедившихся в ошибочности концепций тектоники плит и вышедших из круга ортодоксальных ее последователей. П. Д. Лоуман, бывший убежденный сторонник тектоники плит, первоначально выступил с критикой представлений о дрейфе континентов [14, 15]. По его мнению, глубокие «корни» континентов, отсутствие выдержанного астеносферного горизонта исключают такую возможность. Он изучил множество предполагаемых «горячих точек» и доказал повсеместное стационарное положение континентов по отношению к мантийным магматическим очагам. Палеомагнитные исследования также в какой-то мере подтверждали отсутствие перемещения континентов. Как полагает ученый, модернизированная им тектоника плит (без перемещения континентов) приложима лишь к океанам и их непосредственным берегам; континентов она не касается.

Фактически, выводя континенты из сферы влияния тектоники плит, П. Д. Лоуман не развивает и не улучшает эту гипотезу, а лишь ставит новые вопросы. В его интерпретации от тектоники плит, по существу, мало что остается [2].

Это, по-видимому, вскоре осознал и сам П. Д. Лоуман, судя по его выступлению в 1989 г. на симпозиуме Смитсоновского института с критикой представлений о спрединге и субдукции как об основных корообразующих процессах, а также по поводу формы преподавания тектоники плит в геологических учебных заведениях. В лекциях полностью игнорируются противоречащие этой гипотезе данные и она преподносится студентам как безупречная, безальтернативная парадигма [1].

С. У. Кэрри [9] не только отошел от тектоники плит, но и начал развивать гипотезу расширяющейся Земли. Эта гипотеза не имеет серьезных противоречий с геосинклинальной теорией и, в интерпретации С. У. Кэрри, дополняет последнюю интересными соображениями.

ми, например, о диапировом орогенезе. Исходным положением для гипотезы является постулат геосинклинальной теории, что эвгеосинклинали представляют собой глубококорневые структуры, в которых энергия и вещество верхней мантии поднимаются к земной поверхности. Подъем происходит в условиях растяжения вдоль расколов земной коры в виде магматических диапиров. Диапиры влияют на образование симметричных орогенов. Зоны Заварицкого—Беньофа — внешние границы орогенных диапиров. Восходящее движение обуславливается изменением фаз на более легкие в поднимающейся магме.

С. У. Кэрри подвергает все основные положения тектоники плит уничтожающей критике и лишь слепой верой объясняет упорство ее сторонников.

Четвертая группа. О работах А. Мейергоффа и Г. Мейергоффа, принципиальных противников тектоники плит, уже сообщалось в переводных русских изданиях. На Смитсоновском симпозиуме эти исследователи и группа американских ученых предложили новую гипотезу «волновой тектоники» [1], согласно которой современные активные зоны Земли связаны с планетарной сетью магматических каналов, по которым волнообразно передаются изменения давления. На симпозиуме американскими, европейскими и индийскими учеными было высказано много оригинальных геотектонических гипотез, в частности, о значительной роли в тектонике мантийных диапиров. Большинство этих гипотез не согласуются с тектоникой плит.

В. Кребс [12] противопоставляет тектонике плит свою гипотезу вертикальной глобальной тектоники о возможной связи с мантийными диапирами островодужных систем и «парных» надвигов. Гипотеза хорошо объясняет возникновение падающих навстречу друг другу сейсмофокальных зон, встречные наклоны фронтальных и тыловых надвигов, продолжительную магматическую деятельность в вулканических дугах, высокие тепловые потоки в тыловых бассейнах. Гипотеза привлекает внимание к возможной приуроченности к тыловым структурам руд металлов и других полезных ископаемых. А. Х. Митчелл и М. Гарсон отмечают большую перспективность в этом отношении Индокитайской зоны

тыловых прогибов. Близко к представлению В. Кребса понимание А. А. Смысловым сейсмофокальных зон как структур, окаймляющих мантийные диапиры. С крупными центральными структурами связывает сейсмофокальные зоны Г. И. Худяков. Идею о решающем значении для тектоники вертикального поднятия мантийного вещества поддерживает Х. Дж. Маккун, также предполагающий формирование сейсмофокальных зон по краям поднятий.

Доклад Ф. К. Вецеля на 28 сессии МГК [19] представляет собой во многих отношениях развитие геосинклинальной теории с разработкой вопроса о связи земной тектоники с кинематикой Солнечной системы. Эту гипотезу Ф. К. Вецель дополнил в докладе на Смитсоновском симпозиуме, предложив важный принцип образования при пульсациях Земли однотипных структур как на континентах, так и в океанах.

Ф. К. Вецель — организатор международной конференции и редактор ее докладов, опубликованных в сборнике «The origin of arcs» [18]. Интерес к последнему определяется прежде всего объективностью материалов, содержащих, наряду с тектоноплитными построениями, критику основных постулатов тектоники плит и описания новых исследований, значительно изменяющих представления о тектонике Средиземноморья и Тихоокеанского подвижного пояса. Здесь, несомненно, сказалось влияние редактора, призвавшего авторов руководствоваться геологическими фактами, а не надуманными гипотезами, указавшего на приоритет геологических фактов над геофизическими интерпретациями.

Особый интерес вызывают доклады Ф. К. Вецеля об островных дугах Тихоокеанского пояса в сопоставлении с альпидами Европы [18] и его единомышленника Е. Локарди о Тирренских и Апеннинских вулканических дугах Средиземноморья [13]. Ф. К. Вецель широко использовал литературу по Тихоокеанскому поясу и материалы океанического бурения. Существующие тектонические модели, по его заключению, не отражают реальных обстановок Тихоокеанских активных окраин. Прямые данные противоречат концепциям активного сжатия, субдукции, аккреции, поднятию района островных дуг. Они явно свидетельствуют о режиме растяжения с неогена, посторогенных

поднятиях и обрушениях с образованием тыловодужных бассейнов. Поднятия тектонических структур (сначала аркообразные) и последующие обрушения внутренних зон складчатых поясов автор назвал крикогенезисом. Поднятия, по-видимому, вызваны астеносферными диапирами. Обрушения чрезвычайно интенсивны, со скоростью опускания иногда более 1 км в 1 млн лет. Зоны обрушения находятся над предшествующими срединными массивами орогена и могут окаймляться поднимающимися подвижными дугами. Эти процессы в равной мере проявлены в Тихоокеанском и Средиземноморском поясах. В Тихом океане палеоген-раннемиоценовые трансгрессии проявились от Аляски до Индонезии. Внутри Австрало-Азиатской системы Ф. К. Вецель предполагает существование спиральных, вращательных морфоструктур, располагающихся в соответствии с коническими изгибами зон Заварицкого—Беньофа.

Эти и другие факты говорят о значительном участии в дислокациях Тихого океана мантии.

В докладе Е. Локарди убедительно доказывает, что тектоника Средиземноморского бассейна управляется серией мантийных поднятий астеносферного характера. Извержения андезитов, связываемые тектоникой плит с субдукцией, фактически происходили из вулканов, кольцевые цепи которых следовали овальным очертаниям вершин мантийных куполов.

В поднятии астеносферной мантии большое значение имели глубинные флюиды, что определило рудную продуктивность области.

Итак, последовательный отход исследователей от гипотезы тектоники плит закономерен, вызван ее абстрактным, нереальным характером. Конечно, имеется элемент условности в отнесении исследователей к той или иной группе. Четче их можно распределить по двум более крупным подразделениям. Одно из них включает первые две группы и состоит из исследователей «балансирующих» на грани между тектоникой плит и другими геотектоническими направлениями (в т. ч. геосинклинальной теорией). Их позиция близка к таковой В. Е. Ханна. К другому подразделению (две последние группы) отнесены авторы, выражающие неудовлетворенность тектоникой плит как цельной и

прогрессивной теорией. Большинство из них склонны учитывать, кроме горизонтальных, вертикальные тектонические движения, что в той или иной степени сближает их представления с идеями В. В. Белоусова.

В достаточной степени разделяет ученых в их отношении к тектонике плит практика геологических исследований. Специалисты, соприкасающиеся с вопросами геологии и минерального сырья, тектонику плит обычно серьезно не используют. Обращаться к ней нет необходимости. Это проявляется в равной мере как в нашей стране, так и за рубежом. Отечественные ведущие геологи-рудники категорически отрицают полезность большинства концепций тектоники плит. Характерно, что Ю. М. Пущаровский, в общем положительно относящийся к тектоноплитным представлениям, когда возник вопрос об использовании их при геологическом картировании, высказался довольно определенно: «в качестве догмы предлагается использовать уже устаревшие модели тектоники плит, т. е. вчерашний день научной мысли; «геологическое картирование не должно подменяться геодинамическим» [8, с. 282].

Категоричность, безальтернативность взглядов ортодоксальных плейттектонистов мешает всему новому, прогрессивному в геологии. Показательна судьба чрезвычайно важной проблемы глубинных разломов, разработку которой В. Е. Пейве прекратил, увлекшись тектоникой плит. Сейчас, после появления монографии П. Ф. Иванкина (1991), приходится сожалеть о многолетнем перерыве в развитии этого учения.

В настоящее время стала очевидной необходимость учета в геотектонике не только горизонтальных, но и вертикальных движений. Не случайно исследователи, не удовлетворенные тектоникой плит, отмечают перспективность вертикальной тектоники, признают серьезную роль в ней мантийных диапиров, радиальных перемещений под влиянием гравитационных и других космических сил.

Тектоника плит все больше приобретает характер идеологической или религиозной догмы. «Надо верить» — говорят ее сторонники. Верить, несмотря на все накапливающиеся противоречия ее концепций природным фактам!?

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Васильев Б. И.* Новые концепции в геотектонике//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 1. С. 111—117.
2. *Власов Г. М.* О плитной тектонике с неподвижными континентами//Тихоокеанская геология. 1987. № 6. С. 120—123.
3. *Власов Г. М.* Почему тектоника плит принимается не всеми//Тихоокеанская геология. 1989. № 2. С. 125—130.
4. *Власов Г. М.* Тектоника плит, реальные геологические условия и руды металлов//Тихоокеанская геология. 1989. № 3. С. 119—127.
5. *Иванкин П. Ф.* Морфоструктуры и петрогенезис глубинных разломов. — М.: Недра, 1991.
6. *Миясиро А.* Теория орогенезиса, основанная на тектонике плит//Орогенез. М., 1985. С. 65—145.
7. *Обстановки осадконакопления и фации*/Под ред. Х. Рединга. — М.: Мир, 1990. Т. 2.
8. *Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования*/Под ред. Ю. М. Пушаровского, В. Г. Трифонова. — М.: Наука, 1990.
9. *Carry S. W.* Diapiric krikogenesis//The origin of arcs. Developments in Geotectonics 21. Amsterdam—Oxford—New York—Tokio, 1986. P. 1—40.
10. *Evans A. M.* An introduction to ore geology. — Oxford —London —Edinburg —Boston—Melbourne: Blackwell Scientific Pablication, 1982.
11. *Hamilton W. B.* Plate tectonics and island arcs//Bul. Geol. Society of America. 1988. Vol. 100. P. 1503—1527.
12. *Krebs W.* Formation of Southwest Pacific island arc-trench and mountain systems: Plate or global-vertical tectonics?//Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1975. Vol. 59. N 9. P. 1639—1666.
13. *Locardi E.* Tyrranian volcanic arcs: volcano-tectonics, petrogenesis and economic aspects//The origin of arcs. Developments in Geotectonics 21. Amsterdam—Oxford—New York—Tokio. 1986. P. 351—374.
14. *Lowman P. D.* Plate tectonics with fixed continents: a testable hypothesis — I//Petrol. Geol. 1985. Vol. 8. N 4. P. 373—388.
15. *Lowman P. D.* Plate tectonics with fixed continents: a testable hypothesis — II//Ibid. 1986. Vol. 9. P. 1—7.
16. *Sawkins F. J.* Metal deposits in relation to plate tectonics. — Berlin—Heldelberg —New York—Tokio: Springer-Verlag, 1984.
17. *Uyeda S.* Facts, ideas and open problems on trench — arcbackarc systems//The origin of arcs. Developments in Geotectonics 21. Amsterdam—Oxford—New York—Tokyo, 1986. P. 435—460.
18. *Wezel F. C.* The Pacific island arcs: produced by post-orogenic vertical tectonics//The origin of arcs. Developments Geotectonics 21. Amsterdam—Oxford—New York—Tokio, 1986. P. 529—567.
19. *Wezel F. C.* Helicyclic Tectonics//28 Ses. international geological congress. Abstracts. Washington. 1989. Vol. 3. P. 353—354.

Принята редколлегией 24 февраля 1992 г.

УДК 550.8.053:519.2(575.4)

© А. П. Белов, Т. Ю. Спивак, 1992

Применение методов многомерной математической статистики при районировании

А. П. БЕЛОВ (ИГ АН Туркменистана), Т. Ю. СПИВАК (ТуркменНИГРИ)

Распределение зон нефтегазоаккумуляции и отдельных месторождений зависит от особенностей региональной тектоники, расположения крупных структурных элементов и их формирования во времени. Основой для районирования территории служат тектонические критерии. При этом под районированием территории понимается разграничение на участки, характеризующиеся единым типом факторов, характеризующиеся структурно-тектонические особенности геологического строения, которые отображаются в потенциальных полях в виде аномалий различного простираения, знака и амплитуды. Комплексирование методов позволяет провести надежную интерпретацию данных и оценить природу аномальных зон.

В практике региональных исследований на нефть и газ известны примеры районирования территории по отдельным геолого-геофизическим признакам. Это — районирование по особенностям глубинного строения (Ю. И. Годин, 1966); морфологии поверхности фундамента (Ю. И. Годин, 1969 г.); соотношению мощностей «базальтового» и «диоритового» слоев земной коры (Э. Э. Фотиади; 1965 г.); наличию диоритового слоя (Г. И. Менакер, 1972 г.); степени сложности разрезом и конфигурации геофи-

зических полей (Л. В. Булина, 1974 г.); характеру развития земной коры (И. А. Резанов, А. Ш. Файтельсон, 1971 г.); общей мощности коры, соотношению «базальтового», «гранитового» и «осадочного» слоев с учетом рудно-магматического комплекса (Т. Х. Хамрабаев, 1974 г.); комплексу геофизических методов на основе корреляционно-регрессионного анализа (Г. И. Каратаев, И. К. Пашкевич и др., 1986 г.) и т. д.

Тектоническим районированием Туркмении занимались многие ученые, но при этом главную роль играл субъективный фактор, т. е. профессиональная интуиция и практический опыт интерпретатора. Однако, поскольку характеристики геофизического поля и совокупность геологических факторов, определяющих структуру этого поля, могут быть выражены в числовой форме, для получения надежных результатов районирование целесообразно проводить на строгой количественной основе.

В настоящем исследовании путем совместного анализа глубинных границ в земной коре и фиксированных значений потенциальных полей (гравитационного, магнитного) предпринята попытка дать оценку степени влияния геологических факторов на формирование геофизичес-

ких полей и геологических границ и выделить участки земной коры с резко отличающимися особенностями тектонического строения. Объектами исследования явились профили ГСЗ-КМПВ Центральной и Западной Туркмении, пересекающие тектонические элементы различного порядка (рис. 1): Копетдаг — Аральское море (рис. 2) и Атрек — Сагиз (рис. 3). В задачу исследования входило районирование территории, контролируемой этими профилями, по комплексу геолого-геофизических данных на количественной основе.

С формальных позиций необходимо было путем изучения характера изменения значений множества параметров, фиксируемых комплексом геолого-геофизических исследований в точках наблюдений, решить задачу типологической группировки — разграничения совокупности точек на однородные классы — и соотнести это разделение с фактической ситуацией. В качестве рабочего инструмента исследования привлекался аппарат многомерной математической статистики.

Систему признаков, характеризующих точки наблюдений, составили следующие параметры: границы раздела земной коры — К, J, P+T — для осадочного чехла; КК1, КК2, КК3, КК4, КК5 — для консолидированной коры; M_0 — для верхней мантии; ΔG и T — гравитационное и магнитное поля. Входные данные задачи образовывали прямоугольную таблицу вида:

$$X_{I,j} = \{(x_{i,j}, i \in I, j \in J), \quad (1)$$

где I, J — конечные множества соответственно наблюдений и признаков, мощностью $|I|=N, |J|=M$.

Разделение множества на определенное число

непустых попарно непересекающихся подмножеств может быть осуществлено разными методами. Принципиально различаются два общих подхода: один (нисходящий алгоритм) — основан на последовательных дихотомиях (разделениях), начиная с полного множества; другой (восходящий алгоритм) — на последовательных объединениях, начиная с отдельных элементов множества, с последующим получением сначала малых классов, содержащих похожие элементы, потом все больших, но менее однородных. При этом каждый класс характеризуется координатами центра тяжести его элементов, а его масса (число элементов) равна сумме масс составляющих элементов.

Существуют также отдельные методы иерархической классификации, различающиеся подходами к пересчету расстояний. Этому разделу математической статистики посвящено значительное число монографий [1, 2, 3 и т. д.]. В наших исследованиях мы ориентировались на метод восходящей иерархической классификации, в котором для разбиения используется критерий максимизации центрального момента второго порядка [2].

Этот критерий, связанный с метрикой χ^2 между разбиениями, минимизирует внутриклассовую дисперсию от разбиения к разбиению или максимизирует межклассовую. При указанном методе предполагается, что рассматриваемое множество наблюдений помещено в евклидово пространство, наблюдения и признаки равноправны и независимы. Условие применимости критерия является также и предварительная стандартизация данных не только по признакам, но и по наблюдениям.

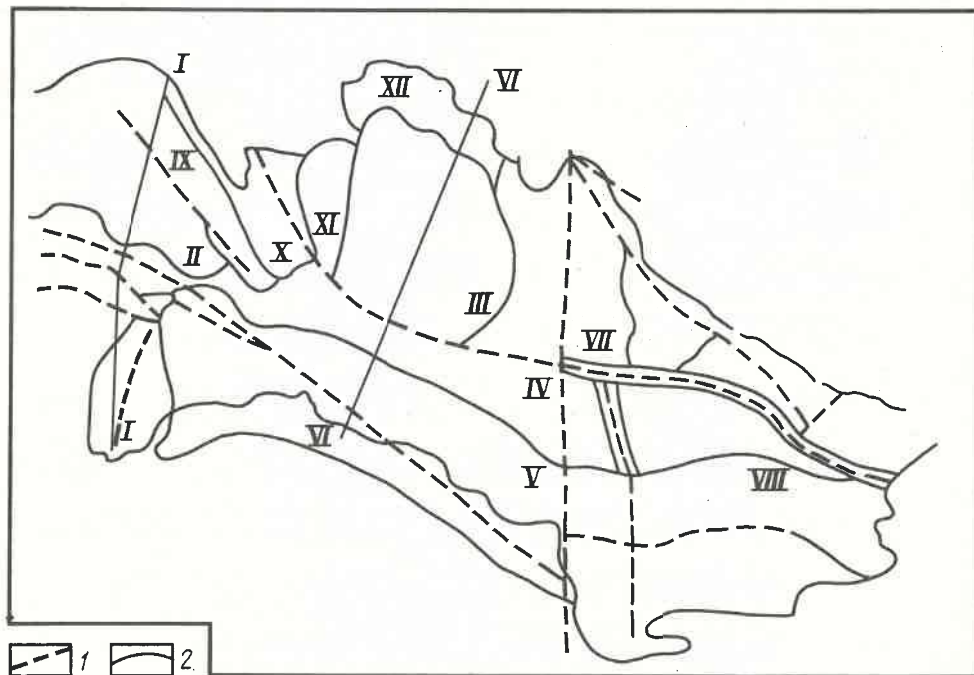


Рис. 1. Схема тектонического районирования ТССР (А. В. Смирнов и др., 1970):

1 — глубинные разломы; 2 — границы основных тектонических элементов; I — Гограндаг-Окаремская ступень; II — Карабогазский свод; III — Центральнокаракумский свод; IV — Бахардок-

ская моноклинали; V — Предкопетдагский прогиб; VI — Копетдагское складчатое поднятие; VII — Заунгузская впадина; VIII — Мургабская впадина; IX — Туаркырский вал; X — Учтаганский прогиб; XI — Верхнеузбойский прогиб; XII — Дарьялык-Дауданский прогиб

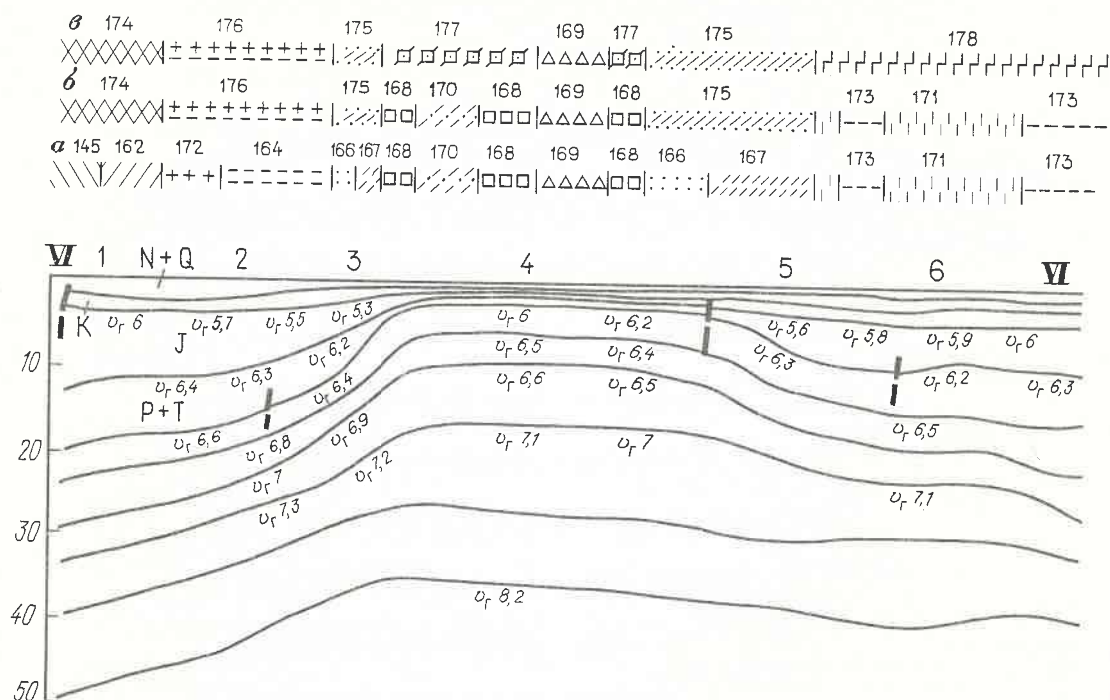


Рис. 2. Профиль VI—VI ГСЗ-КМПВ Копетдаг—Аральское море (В. З. Рябой, 1964): Разбienia, учитывающие: а — 95, б — 90, в — 85 % суммарной дисперсии точек; 1 — Предкопетдагский прогиб; 2 — Бахардокская моноклинал; 3 — Южный склон свода; 4 — Центральнокаракумский свод; 5 — Северный свод склона; 6 — Дарьялык-Дауданский прогиб; см. пояснения в тексте

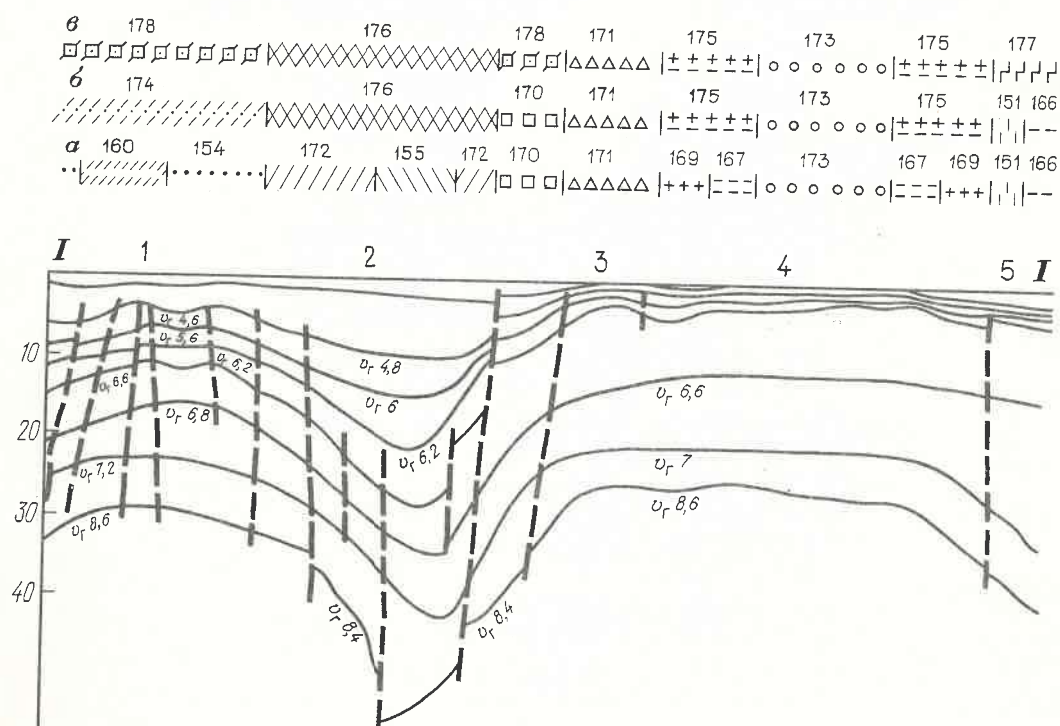


Рис. 3. Профиль I—I ГСЗ-КМПВ Атрек—Сагиз (О. С. Чамо, 1982): 1 — Аладаг-Мессерианская зона; 2 — Западно-Туркменская депрессия; 3 — переходная область между Альпийской геосинклиналью и эпигерцинской платформой; 4 — Карабогазский свод; 5 — Туаркырская зона поднятий; остальные усл. обозн. см. рис. 2

Перечисленные требования обусловили необходимость перехода в исследовании из пространства исходных параметров в пространство, ассоциированное с результатами компонентного анализа [1, 2]. Выявленные с помощью этого метода признаки обладают рядом таких черт, как линейная независимость, упорядоченность по вкладу в квадратичный разброс исходных данных (сама оценка этого квадратичного разброса в новой системе координат не изменяется). Последнее помогает отбросить незначимые факторы и получить сжатое описание структуры зависимости исходных переменных (за критерий оценки числа значимых факторов принято число собственных чисел корреляционной матрицы исходных данных, меньших единицы). Сам метод связан с разложением выборочной корреляционной матрицы по ее собственным значениям и собственным векторам. Последующее применение к установленным факторам варимаксного вращения и позволяет окончательно выделить независимые ассоциации взаимосвязанных признаков.

Известно, что стандартная процедура анализа работает только при выполнении ряда допущений, которые на практике, как правило, не выполняются (например, соответствие распределения выборочных значений поля нормальному закону). Так и в наших исследованиях, в частности, при анализе гистограмм выборочных значений изучаемых характеристик выяснилось, что их распределения либо асимметричны, либо полимодальны, т. е. при прямом употреблении метода не исключена была возможность выявления структуры зависимости, не адекватной действительности. Поэтому естественна потребность привлечения робастных (помехоустойчивых) методов исследования. Робастность в целом означает малую чувствительность оценок к отклонениям исследуемой ситуации от ряда допущений, априори принимаемых при статистических выводах.

В работе [4] предлагается подход, при котором определяются собственные значения и собственные вектора робастной корреляционной матрицы. Получение такой матрицы обеспечивается оценкой матричных элементов посредством робастных корреляций, т. е. вместо обычного коэффициента корреляции, весьма чувствительного к наличию «выбросов» в исходной выборке наблюдений, рассматривается его робастный аналог $r_n(T_i, T_j)$.

Здесь значения вектора $T_i = \{t_{ij}\}$ вычисляются по значениям вектора $X_j = \{x_{ij}\}$ в соответствии с приведенным выражением:

$$t_{ij} = \Phi^{-1}(R_{ij}) / (N+1),$$

где $R_{ij}/(N+1)$ — накопленная доля, соответствующая i -тому рангу признака j , Φ^{-1} — функция, обратная функции распределения $N(0,1)$. Новые значения уже имеют нормальное распределение со средним 0 и стандартным отклонением 1. Ввиду этого изначально в исследовании для измерений каждого параметра через ранжирование и последующее определение нормальных меток согласно отношению (1) от исходной таблицы перешли к таблице

$$T_{ij} = \{t_{ij}; i \in I, j \in J\}.$$

Результаты, полученные методом главных компонент с варимаксным вращением, примененным для матрицы T (размерность 92×11) значений характеристик $A = \{K, J, P+T, KK1, KK2, KK3, KK4, KK5, M_0, \Delta G, \Delta T\}$ точек наблюдения объекта исследования 1 (профиль Копетдаг — Аральское море) и матрицы T (размерность 92×10) значений характеристик $A = \{K, J, P+T, KK1,$

$KK2, KK3, M_0, \Delta G, \Delta T\}$ объекта исследования 2 (профиль Атрек — Сагиз), представлены соответственно в табл. 1 и 2.

Смысловой анализ полученных результатов показывает, что для обоих объектов в качестве значимых выделяются два фактора, изменчивость которых главным образом и отражает изменчивость всей системы точек. И в первом и во втором случаях первый фактор зависит в основном от значений глубинных границ, т. е. отражает мощностные характеристики, второй — значений геопотенциальных полей. Анализ факторов базируется на элементах, дающих наибольший вклад в их дисперсию, т. е. имеющих наибольшие значимые факторные нагрузки (см. табл. 1, 2). Значимость факторных нагрузок определяется из их смыслового содержания как коэффициентов корреляции исходных и выявленных признаков.

Основная математическая модель [1] метода главных компонент позволяет рассчитать значения факторов в точках наблюдений

$$F = \{f_{\alpha}(i); i \in I, \alpha \in A\},$$

где I — множество точек наблюдений, A — множество значимых факторов. Для классификации в качестве исходной информации используются уже факторные координаты, ассоцииро-

1. Матрица факторных нагрузок для профиля Копетдаг — Аральское море

Переменная	Вариант А	
	Фактор 1	Фактор 2
KK2	0,956	0
KK1	0,955	0
KK3	0,938	0,248
P+T	0,931	0
KK4	0,93	0,261
KK5	0,88	0,33
J	0,881	0
M ₀	0,810	0,354
K	0,802	0,308
ΔG	0,425	0,545
ΔT	0	0,951
Собственные значения	7,49	1,738
Накопленная доля дисперсии, %	74	84

2. Матрица факторных нагрузок для профиля Атрек — Сагиз

Переменная	Вариант А	
	Фактор 1	Фактор 2
K	0,92	0
KK3	0,91	0
J	0,88	0,36
P+T	0,875	0,385
M ₀	0,863	0
KK2	0,851	0,464
KK1	0,875	0,397
ΔG	−0,721	−0,599
ΔT	0	0,954
Собственные значения	5,94	1,95
Накопленная доля дисперсии, %	76	88

ванные со значимыми факторами. Таким образом, евклидово расстояние между объектами задается формулой

$$\|i - i'\|^2 = \sum_{\alpha} (F_{\alpha}(i) - F_{\alpha}(i'))^2 / \lambda_{\alpha},$$

где $F_{\alpha}(i)$, $F_{\alpha}(i')$ — значения фактора α соответственно в точках i , i' , а λ_{α} — его дисперсия (нормировка факторов проводится для придания им одинаковой значимости при классификации).

На рис. 4 приведено графическое представление (граф соподчиненности, дендрограмма, иерархическое бинарное дерево) полных индексированных иерархических классификаций множества наблюдений по второму (профиль Атрек — Сагиз) и первому (профиль Копетдаг — Аральское море) объектам исследования. Для бинарной иерархии принята нумерация от $(|I|+1)$ до $(2|I|-1)$, т. е. в бинарном дереве всего $(|I|-1)$ узлов, и в нашем случае оно содержит узлы от 93 до 183.

На рисунках информация приведена, начиная с узла 173 (цифры узлов иерархического дерева — порядковый номер объединения или вершина иерархии). Каждая вершина характеризуется индексом уровня класса или диаметром класса, который представляет собой расстояние между двумя непосредственными приемниками класса:

$$v(k) = m_a \cdot m_b \cdot \|a - b\|^2 / (m_a + m_b),$$

где a и b — классы-приемники, объединение которых в единый класс происходит на уровне узла k ; m_a , m_b — соответственно их мощности.

Следует отметить, что при получении вышеозначенных классификаций мы исследовали струк-

туру данных, исходя из геометрической конфигурации точек наблюдений. Для получения частичной иерархии, т. е. для разбиения исходного множества на определенное число непересекающихся непустых подмножеств, необходимо осуществить разрезание графа соподчиненности на определенном уровне.

Для задания этого уровня вводится порог существенности расстояния, при достижении которого процесс объединения прекращается. Порог существенности можно определить, применяя в процедуре анализа вероятностную модель [3]. В нашем случае при определении значимых разбиений руководствовались приводимой в работе [2] возможностью интерпретации применяемого критерия как критерия линейной модели агрегирования данных, аналогичной модели метода главных компонент.

Указанная модель формализованно отражает гипотезу о том, что анализируемая таблица данных порождена совокупностью кластеров $Q = \{q\}$, где q — некоторое подмножество численности n_q множества I , представленное в модели своим центром тяжести. При этом справедлива теорема Гюйгенса, что полная дисперсия облака точек $M^2(I) = |J|$ в евклидовом пространстве равна сумме межклассовых и внутриклассовых дисперсий. Однако $M^2(I)$ разложимо на сумму величин $v(k)$ (индекс уровня узла k): $M^2(I) = \sum_k v(k)$. Отсюда для каждого фиксированного разбиения Q_k (совокупность классов), получаемого на уровне узла k , можно оценить долю дисперсии, учитываемую этим разбиением как

$$t(Q_k) = (v_{k+1} + v_{2|I|-1}) / M^2(I).$$

На рис. 2 вынесены разбиения для изучаемых региональных профилей, формируемые соответственно на уровне узлов: a — 173; b — 176; v — 178. Выше этих узлов получаем разбиения, учитывающие соответственно менее: a — 95 %; b — 90 %; v — 85 % суммарной дисперсии точек. Рассмотрение разбиений, фиксируемых ниже узла 173, т. е. учитывающих более 95 % общей суммарной дисперсии точек, нецелесообразно, поскольку в геофизике принят 95 %-й уровень значимости и остальные 5 % дисперсии связаны с точностью геофизических методов.

Визуальный анализ графа соподчиненности, представленного на рис. 4, а, позволяет выявить иерархию дифференциации территории, контролируемой профилем ГСЗ-КМПВ Копетдаг — Аральское море. На первом уровне (узел 182, учитываемый процент суммарной дисперсии 40 %) разделяются Предкопетдагский прогиб, Бахардоская моноклинали (единое целое) и Центральнокаракумский свод, его склоны Северный и Южный, Дарьялык-Дауданский прогиб (единое целое).

На втором уровне (узел 181, 70 % дисперсии) имеем разбиение на три класса, отвечающие Дарьялык-Дауданскому прогибу (178 класс), Центральнокаракумскому своду и его склонам (181 класс), Предкопетдагскому прогибу и Бахардоской моноклинали (180 класс). На третьем уровне (узел 180, 76 % дисперсии) происходит выделение класса 169, отвечающего ядру Центральнокаракумского свода.

Следующий этап дифференциации (узел 179, 82 % дисперсии) связан с отделением Предкопетдагского прогиба (класс сформировался на уровне узла 174) от Бахардоской моноклинали (класс 176). На уровне узла 178 (85 % дисперсии) получаем разбиение (см. рис. 2, в), состоящее из шести классов: 174, 176, 175, 177,

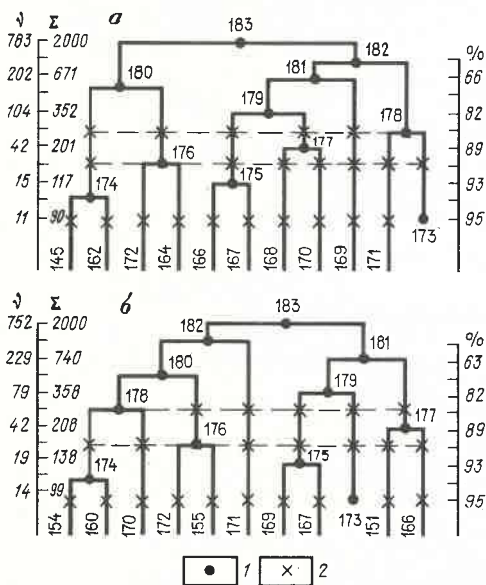


Рис. 4. Иерархическое бинарное дерево полных индексированных иерархических классификаций по множеству наблюдений по профилям ГСЗ-КМПВ Копетдаг—Аральское море (а) и Атрек—Сагиз (б):

1 — узлы иерархического дерева; 2 — классы разбиения, получаемого на уровне определенного узла; на шкалах: процент дисперсии, учитываемый разбиением, v — уровень класса (абсолютное значение умноженное на 1000), Σ — накопленная доля дисперсии (абсолютное значение умноженное на 1000)

169, 178, т. е. здесь, по сравнению с предыдущим уровнем дифференциации, фиксируются неоднородности в пределах склонов Центрально-каракумского свода.

Далее процесс дифференциации (узел 177, 89 % дисперсии) позволяет выявить самостоятельные части внутри Дарьялык-Дауданского прогиба. На уровне узла 176 (90 % дисперсии) имеем разбиение (см. рис. 2,б) на классы, отвечающие Предкопетдагскому прогибу (класс 174), Бахардоской моноклинали (класс 176). Центральнокаракумскому своду (классы 168, 169, 170), его Южному и Северному склонам (класс 175) и Дарьялык-Дауданскому прогибу (классы 171, 173). Затем дифференциация идет по пути выделения однородных зон внутри Бахардоской моноклинали (узел 175), еще более мелких частей для склонов Центральнокаракумского свода (узел 174) и Предкопетдагского прогиба (узел 173) (см. рис. 2,а).

Аналогичный анализ графа соподчиненности, представленного на рис. 4,в, позволяет выявить иерархию территории, контролируемой другим изучаемым профилем ГСЗ-КМПВ: Атрек — Сагиз. Здесь на первом уровне дифференциации (узел 182, учитываемая доля дисперсии 37 %) вся территория подразделяется на две зоны. Первая (класс 182) отвечает Аладаг-Мессерианской зоне, Западно-Туркменской депрессии и Переходной области. Вторая (класс 181) — Карабогазскому своду и Туаркырской зоне поднятий.

На втором уровне (узел 181, 63 % дисперсии) в пределах первой зоны выделяется Переходная область (класс 171). Следующий уровень дифференциации (узел 180, 74 % дисперсии) связан с отделением Карабогазского свода (класс 179) от Туаркырской зоны поднятий (класс 177). На уровне узла 179 (82 % дисперсии) происходит выделение Западно-Туркменской депрессии (класс 176). Разбиение, получаемое на уровне узла 178 (86 % дисперсии) (см. рис. 3,в), содержит, помимо предыдущих, классы, отвечающие ядру Карабогазского свода (класс 173) и окаймляющим его зонам (класс 175).

Далее (узел 177, 89 % дисперсии) дифференциация фиксирует формирование Аладаг-Мессерианской зоны (класс 174). Разбиение, получаемое на уровне узла 176 (92 % дисперсии) (см. рис. 3,б), связано с разделением Туаркырской зоны поднятий на классы 151 и 166.

Затем на уровне узла 175 (93 % дисперсии)

происходит формирование ядра Западно-Туркменской депрессии (класс 155) и окаймляющих его зон (класс 172). Дальнейшая дифференциация (узел 174, доля дисперсии 94 %) обуславливает выделение отдельных частей внутри окаймления ядра Карабогазского свода (классы 169, 167). Разбиение (см. рис. 3,а) на уровне узла 173, помимо вышеозначенных, содержит классы 154, 160, отвечающие разделению Аладаг-Мессерианской зоны.

Данный подход, основанный на применении математических методов, в значительной степени уменьшает влияние субъективного фактора при тектоническом районировании. Повышается точность определения положения отдельных зон фундамента, потенциально продуктивных в отношении нефтегазоносности структур в среднем ярусе. Детальное рассмотрение при различных уровнях значимости графов соподчиненности, построенных для изучаемых объектов исследования, дает возможность на строгой количественной основе оценить однородность крупных структурных элементов первого порядка. Предусмотренное методом индексирование классов оказывает существенную помощь в определении статуса территории в тектоническом отношении и вносит ясность в вопрос изучения современной складчатости.

Предлагаемая методика районирования территории с учетом всех структурных горизонтов земной коры и геофизических полей (число характеристик может быть увеличено) позволяет более обоснованно подходить к выделению границ тектонических зон и оконтуриванию участков, перспективных не только на нефть и газ, но и на другие полезные ископаемые.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афифи А., Эйзен С. Статистический анализ. Подход с использованием ЭВМ. — М.: Мир, 1982.
2. Жамбю М. Иерархический кластер-анализ и соответствия. — М.: Финансы и статистика, 1988.
3. Справочник по математическим методам в геологии/Д. А. Родионов, Р. И. Коган, В. А. Голубева и др. — М.: Недра, 1987.
4. Хьюбер Дж. П. Робастность в статистике. — М.: Мир, 1984.

Принята редколлегией 28 января 1991 г.

Краткие сообщения

УДК 550.93:553.22(571.53)

© В. С. Лепин, С. К. Губанов, 1992

Геохронологические исследования гидротермально-метасоматических процессов в Байкало-Патомском нагорье

В. С. ЛЕПИН (ИЗК Сибирского отделения Академии наук),
С. К. ГУБАНОВ (Иркутскгеология)

Изучение гидротермально-метасоматических процессов на северо-западе Байкало-Патомского нагорья позволило установить их этапность: раннепротерозойский, ранне-среднерифейский, поздне-среднерифейско-раннепалеозойский, позднепа-

леозойский. В раннепротерозойский этап формировались метасоматиты кварц-полевошпатовой формации, датируемые уран-свинцовым методом 1750 млн лет (Л. А. Неймарк, 1989). Для ранне-среднерифейского этапа характерно

Содержание U, Th, Pb (мкг/г) и изотопные отношения в исследованных пробах

Но- мера проб	Породы	U	Th	Pb	Число атомов изотопов на 1000 атомов свинца				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{238}\text{U}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Возраст, млн лет
					204	206	207	208							
1	Окварцованный, мусковитизированный плагиогранит	3	6	10	14	395	187	404	0,4629	0,978	1,32	0,64	—	—	—
2	То же	7	23	19	7	290	204	499	0,4088	0,5812	2,17	0,64	—	—	1200
3	Слабобиотитизированный кварц-мусковитовый метасоматит (по плагиогранитам)	44	8	35	5	458	178	359	0,4958	1,276	0,57	3,02	—	—	1230
4	Эпидиотовый пропилит	10	6	23	7	357	200	436	0,4587	0,8188	0,53	0,86	—	—	1250
5	Пропилитизированный ортоамфиболит	6	6	16	7	357	196	440	0,4455	0,8114	0,76	0,74	—	—	1230
6	Роговообманково-кварц-биотитовый метасоматит	62	6	27	7	358	199	436	0,4564	0,8211	0,45	4,55	—	—	460
7	Биотитовый слюдит (в ортоамфиболите)	291	38	220	9	351	193	447	—	—	—	—	0	0	0 и 400 по дискордин
8	Карбонатный (кальцитовый метасоматит)	416	8	293	1	897	67	35	—	—	—	—	0,712	5,86	—
9	Биотитовый слюдит	274	10	74	3	640	124	233	—	—	—	—	0,143	1,011	—
10	Хлоритизированный биотитовый слюдит (в плагиогранитах)	732	9	531	1	938	45	16	—	—	—	—	0,781	4,44	—
11	Хлоритизированный биотитовый слюдит (в плагиогранитах)	546	6	87	1	845	77	77	—	—	—	—	0,145	1,118	—
12	Мусковит-кварц-альбитовый метасоматит (по плагиогранитам)	3	4	15	7	338	200	455	0,4396	0,7429	0,52	0,38	—	—	1260
13	Мусковит-кварцевый метасоматит (по плагиогранитам)	3	12	13	6	318	201	475	0,4232	0,6695	1,73	0,42	—	—	1230
14	Окварцованный ортоамфиболит	1	3	13	8	335	198	459	0,4314	0,7298	0,45	0,14	—	—	1240
15	Пропилитизированный ортоамфиболит	7	4	9	7	358	198	437	0,4531	0,8192	0,91	1,54	—	—	1200

Продолжение табл.

Но- мера проб	Породы	U	Th	Pb	Число атомов изотопов на 1000 атомов свинца				$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{208}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ *	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ *	Возраст, млн лет
					204	206	207	208						
16	Эпидотизированный биотитовый слюдит	96	7	44	4	467	167	362	—	—	—	0,097	0,782	—
17	Биотитизированный ортоамфиболит	8	3	16	6	355	197	442	0,4457	0,8032	0,98	—	—	630
18	Биотитизированный кварц-мусковитовый ме- тасоматит	6	3	23	6	382	189	423	0,4468	0,9031	0,53	—	—	780
19	Мусковит-альбит- кварцевый метасоматит (по плагиогранитам)	2	5	8	6	336	211	447	0,4720	0,7517	0,48	—	—	—

* Данные являются координатами точек на рисунке, а.

образование метасоматитов кварц-мусковитовой и пропилитовой формаций. Возраст кварц-мусковитовых метасоматитов, установленный рубидий-стронциевым методом, 980—1300 млн лет, пропилитов — ранее не определялся.

В позднеархейский-раннепалеозойский этап гидротермально-метасоматические процессы, вероятно, протекали непрерывно. На этом этапе формировались биотитовые слюдиты, скарноиды, грейзены, ураноносные хлорит-эпидот-карбонатные метасоматиты и другие породы. Позднепалеозойский этап (Чуйское, Тонодское поднятия) проявлен слабо и, по-видимому, связан с формированием хлоритовых метасоматитов и стильномеланизированных пород.

В целях изучения особенностей распределения изотопов свинца и уточнения изложенного нами проведены изотопно-геохронологические исследования. Пробы отбирались по двум профилям (интервал от 10 см до 3 м) с учетом метасоматической зональности. Анализ проб проводился на валовое содержание урана, тория, свинца, а также измерялся изотопный состав свинца (таблица).

Общепринятым изотопом сравнения является ^{204}Pb . Но поскольку содержание этого изотопа измерено со значительной погрешностью, традиционные способы расчета возраста геологических событий не применялись. Для получения рабочих формул использованы уравнения накопления радиогенных изотопов:

$$^{207}\text{Pb} = ^{207}\text{Pb}_0 + ^{235}\text{U} \cdot (\exp(\lambda_1 \tau) - 1); \quad (1)$$

$$^{206}\text{Pb} = ^{206}\text{Pb}_0 + ^{238}\text{U} \cdot (\exp(\lambda_2 \tau) - 1); \quad (2)$$

$$^{208}\text{Pb} = ^{208}\text{Pb}_0 + \text{Th} \cdot (\exp(\lambda_3 \tau) - 1), \quad (3)$$

где τ — геологическое время, прошедшее с момента, когда в рассматриваемых объектах содержание изотопов свинца равнялось $^{207}\text{Pb}_0$, $^{206}\text{Pb}_0$, $^{208}\text{Pb}_0$; $\lambda_1 = 9,8485 \cdot 10^{-10}$, $\lambda_2 = 1,55125 \cdot 10^{-10}$, $\lambda_3 = 4,9475 \cdot 10^{-11}$ лет $^{-1}$ — константы распада радионуклидов.

Комбинируя эти уравнения, получим зависимости относительных содержаний изотопов от геологического времени:

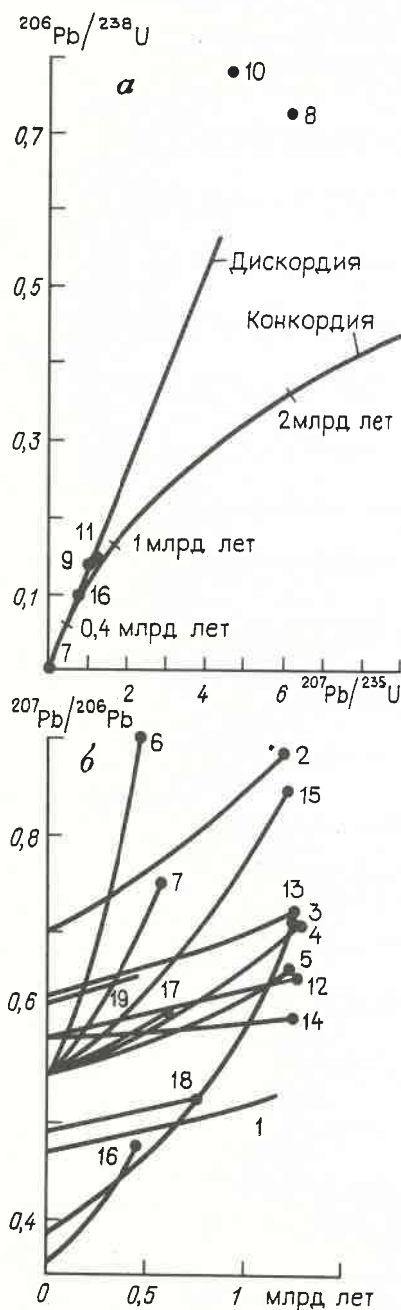
$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right)_0 \cdot \left(1 - \frac{\text{Th}}{^{206}\text{Pb}} \times \right. \\ \left. \times (\exp(\lambda_3 \tau) - 1) + \frac{^{235}\text{U}}{^{206}\text{Pb}} \cdot (\exp(\lambda_1 \tau) - 1) \right); \quad (4)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}} \right)_0 \cdot \left(1 - \frac{^{238}\text{U}}{^{208}\text{Pb}} \times \right. \\ \left. \times (\exp(\lambda_2 \tau) - 1) + \frac{^{235}\text{U}}{^{208}\text{Pb}} \cdot (\exp(\lambda_1 \tau) - 1) \right), \quad (5)$$

где $(^{207}\text{Pb}/^{208}\text{Pb})_0$ и $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_0$ — начальные соотношения изотопов свинца.

В уравнениях (4) и (5) неизвестными являются время и начальные соотношения изотопов.

Были построены зависимости начальных отношений изотопов от времени для всех проб, приведенных в таблице, содержащих менее 90 мкг/г U. Рисунок иллюстрирует эволюцию начального отношения, рассчитанного по уравнению (5). Точки пересечения эволюционных кривых образовали два набора [по уравнениям 4 и 5] всевозможных решений, из которых выбраны такие, которые имеют сходные решения для обеих пар изотопов. Возраст приведен в таблице. Прочерк указывает на отсутствие сходных решений для уравнений (4) и (5). Оказалось, что для большинства решений



наиболее древняя усредненная датировка составляет 1200–1300 млн лет (средний рифей).

Данный геохронологический рубеж характеризует метасоматиты кварц-мусковитовой и пропилитовой формаций, что хорошо согласуется с геологическими наблюдениями и не противоречит

Изотопная систематика свинца в валовых пробах Байкало-Патомского нагорья (использованы общепринятые формулы и константы — Г. Фор, 1989):

a — конкордия и дискордия для рудных проб (номера проб см. таблицу); пробы 8 и 10 удалены от прямой, по-видимому, из-за наличия в них чужеродного (для данного рудного процесса) свинца; пересечения конкордии прямой линией соответствуют формированию урановых руд (400 млн лет) и интенсивному современному выносу урана в зоне гипергенеза (0 млн лет); *б* — эволюция отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (точки — начальный момент эволюции, возраст — см. таблицу; неполное соответствие начальных моментов точкам пересечения объясняется начальной неоднородностью изотопного состава свинца)

значениям, полученным нами ранее рубидий-стронциевым методом для кварц-мусковитовых метасоматитов на Тонодском и Чуйском поднятиях. Более молодые датировки образуют второй геохронологический рубеж с довольно расплывчатым диапазоном значений от 460 до 780 млн лет и относятся к сильно биотитизированным (до слюдитов) породам. По данным рубидий-стронциевого метода возраст биотитизированных гранитов Тонодского поднятия 540 ± 60 млн лет. И в этом случае нет противоречия.

Для проб, богатых ураном (более 90 мкг/м), построена диаграмма в системе $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (см. рисунок). За современный принят свинец проб с низким содержанием урана и тория. Дискордия, проведенная по экспериментальным точкам, пересекает конкордию в точках 0 и 400 млн лет. Исходя из классической трактовки, на уран-свинцовую систему возрастом 400 млн лет накладывается молодое событие, приведшее к выносу урана и (или) привносу свинца. В пробах 9 и 11 привнос-вынос привел почти к двукратному изменению U/Pb , а в пробах 8 и 10 более чем к десятикратному. Молодое событие, по-видимому, связано с современными процессами выноса урана в зоне гипергенеза грунтовыми водами. Возраст формирования уран-свинцовой системы и, следовательно, ураноносных метасоматитов 400 млн лет.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Возраст кварц-мусковитовых метасоматитов и пропилитов, определенный свинец-свинцовым методом, ориентировочно равен 1200–1300 млн лет.

2. Формирование биотитизированных пород и биотитовых слюдитов протекало в период 460–780 млн лет.

3. Ураноносные метасоматиты (хлорит-эпидот-карбонатные) и соответственно урановые руды сформировались в среднем палеозое и по уран-свинцовому методу имеют возраст 400 млн лет. В современное время в зоне гипергенеза эти руды были интенсивно разубожены.

Принята редколлегией 25 марта 1991 г.

Глыбы нуммулитовых известняков в офиолитовом поясе Малого Кавказа

Т. Аб. ГАСАНОВ (ПО «Азербайджангеология»)

Впервые в регионе выходы нуммулитовых известняков среднего эоцена были установлены в верховьях рек Тертер, Тутхун и Акера в Кельбаджарской наложенной мульде Мисхано-Кафанской зоны (М. А. Кашкай, В. Е. Ханн, Э. Ш. Шихалибеги, 1950). В Севано-Акеринской зоне нуммулитовые известняки обычно трансгрессивно перекрывают отложения мела. Нуммулитовые известняки нижнего эоцена установлены на Шахдагском хребте (Т. Аб. Гасанов, 1967), где они перекрывают массивные известняки кампан-маастрихта (верховье р. Шамхорчай) и имеют тектонический контакт с гипербазитами.

На основании характера взаимоотношений нуммулитовых известняков с ультраосновными образованиями в офиолитовом поясе можно получить дополнительный материал о верхнем возрастном пределе меланжирования гипербазитов Малого Кавказа.

Нижнеэоценовые нуммулитовые известняки в виде олистолитов и обломков в серпентинитовом меланже известны в верховьях рек Кикюрдчай, Килсали-су и др. Правда, А. Л. Книппером (1971) доказано, что окончательное формирование серпентинитового меланжа на Малом Кавказе происходило в пиренейской фазе складчатости, и, естественно, имеются глыбы среднеэоценовых пирокластов в меланже. Однако отложения среднего эоцена с фауной в гипербазитах не были известны.

В верховьях рек Шамхорчай и Тертер в полимиктовом серпентинитовом меланже встречаются желтоватые и светло-серые сильно песчаные и гравелитистые известняки в виде обломков, глыб и олистолитов (рис. 1). В них впервые нами найдены *Nummulites millecaput* Voub., *N. incrassatus* de la Harpe, *N. nitidus* de la Harpe, *N. puschi* d'Archi, которые,

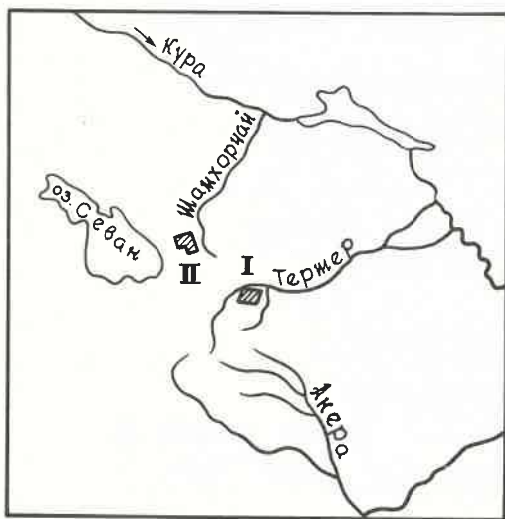


Рис. 1. Участки (I, II) распространения глыб нуммулитовых известняков в офиолитовом поясе Малого Кавказа

по определению Ш. А. Бабаева, датируют возраст вмещающих пород как верхи среднего эоцена. Обломки нуммулитовых известняков, как правило, сильно гофрированы, редко расланцованы; размеры их: 0,5—12 м — в поперечнике, 20 м — длина.

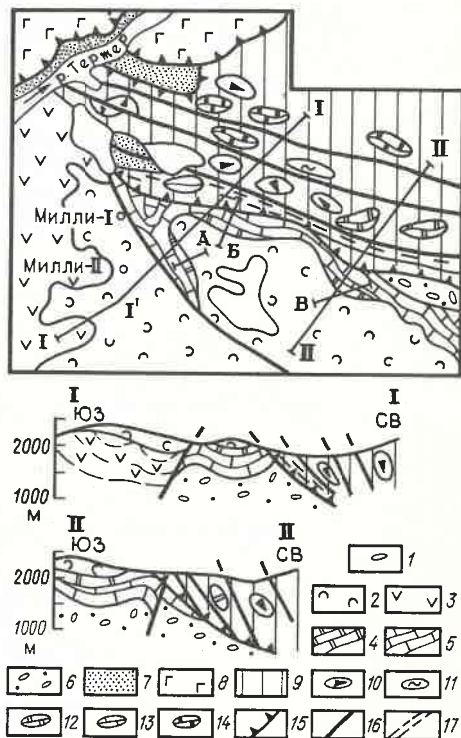


Рис. 2. Геологическая карта и профили правобережья верховья р. Тертер:

1 — современные отложения, нерасчлененные; 2 — миоцен-плиоцен: туфы липаритодацитов и андезитодацитов и терригенные отложения; средний эоцен: 3 — андезиты и их пирокластиты; 4 — известняки песчаные, гравелитистые и обломочные; 5 — кампан-маастрихт, известняки; 6 — верхний сеноман-нижний сантон: олистостромовый комплекс, состоящий из обломков и глыб офиолитовой ассоциации и мраморизованных известняков; 7 — сеноман: аргиллиты, песчаники, конгломераты и серпентинитовые песчаники; офиолитовая ассоциация: 8 — габбро-амфиболиты, брекчированные и расланцованные амфиболиты, 9 — серпентинитовый полимиктовый меланж; обломки и глыбы в меланже: 10 — габброамфиболитов, 11 — радиоларитов и яшмовидных аргиллитов J_3-K_1 , 12 — песчаных, гравелитистых и нуммулитовых известняков среднего эоцена; 13 — известняки кампан-маастрихта, 14 — мраморизованных известняков J_3-K_1 ; 15 — разрывы в основании аллохтона, 16 — взбросы; 17 — зона дробления и расланцевания; А, Б, В — разрезы (см. рис. 3)

В верховье р. Шамхорчай (севернее горы Годжадаг) широко распространены нуммулитовые известняки среднего эоцена в серпентинитовом меланже, практически не выходящие на земную поверхность. Здесь меланж имеет тектонический контакт с туфогенно-осадочными отложениями среднего эоцена. Известняковые фации того же возраста, возможно, расположены в нижней части разреза, а попадание их в серпентинитовый меланж — результат холодного выжимания гипербазитов, имевшего место в послесреднеэоценовое время.

На другом участке, в правобережье р. Тертер, в полимиктовом серпентинитовом меланже распространены глыбы нуммулитовых известняков среднего эоцена (рис. 2), а в левобережье встречаются глыбы вулканитов андезитового состава.

В трех пунктах вблизи с. Милли-1 впервые зафиксированы коренные выходы нуммулитовых известняков среднего эоцена — песчанистых, гравелитистых, светло-серых с желтоватым оттенком. Нуммулитовые известняки мощностью 30—55 м прослежены на расстояние 800 м и повсюду с базальным конгломератом в основании они залегают на пелитоморфных известняках кампан-маастрихта и резко несогласно перекрываются туфами липаритодацитов и андезитодацитов миоцена и плиоцена (рис. 3).

В районе с. Милли отложения миоцена и плиоцена выполняют мушкетерскую складку складки северо-западного простирания (290—300°), в

крыльях которой обнажаются нуммулитовые известняки в виде узкой полосы (см. рис. 2). В этих известняках были обнаружены *Nummulites millecaput* Boull., *N. incrassatus* de la Harpe, *N. Puschi* d'Archi, которые, по определению Ш. А. Бабаева, датируют вмещающие известняки как верхи среднего эоцена.

В районе с. Милли литология известняков и фауна идентичны с включениями, которые встречаются в полимиктовом серпентинитовом меланже. Следовательно, нахождение нуммулитовых известняков в меланже не случайно, и они не перенесены из других структур, а появление таких глыб тесно связано с протрузивным ростом гипербазитов в период позднеэоцен-олигоценовой складчатости (пиренейская фаза). В этот период возобновляются движения вдоль глубинного подвига, и вновь протрузии меланжа, захватив блоки позднемиоценовых и палеогеновых пород, прорываются в верхние горизонты осадочного и вулканогенного разреза среднего эоцена. В результате протрузии меланжа надвигаются на неогавтохтон, что хорошо видно на участках Ялкенд, Милли, Шорбулак, Багылея, горы Конгур, в верховьях рек Шамхорчай, Кикюрдчай, Тутхун и т. д. Именно к данному периоду и относится окончательное оформление складчатой структуры рассматриваемой части Малого Кавказа, что впервые обосновано А. Л. Книппером [2] и затем нами [1].

Следовательно, нахождение в гипербазитах нуммулитовых известняков и пирокласто-осадочных отложений среднего эоцена вполне закономерно, и они являются самыми молодыми включениями в офиолитовом поясе Малого Кавказа.

Таким образом, наличие в меланже глыб среднеэоценовых нуммулитовых известняков, а также неогавтохтонное залегание их в районе с. Милли-1 свидетельствуют о возможности обнаружения в дальнейшем таковых в коренном залегании, в верхней части позднеэоценовых известняков в других районах офиолитового пояса Малого Кавказа.

В разрезе, наблюдаемом в 3,5 км к северо-востоку от с. Милли-1, падение известняков юго-западное 210—230°, под углом 15—20°. Кампан-маастрихтские известняки трансгрессивно перекрываются среднеэоценовыми известняками (см. рис. 3).

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. В результате пиренейской фазы тектогенеза окончательно формировалась шарьяжно-надвиговая структура Севано-Акеринской зоны офиолитов центральной части Малого Кавказа, т. к. в строении полимиктового серпентинитового меланжа [1, 2] принимают участие обломки среднеэоценовых нуммулитовых известняков.

2. По всей вероятности, шарьяжно-надвиговые структуры, связанные с пиренейской фазой складчатости, формировались также в Сомхето-Карабахской и Мисхано-Кафанской зонах, а возможно, и в Предмалокавказском краевом прогибе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гасанов Т. Аб. Офиолиты Малого Кавказа. — М.: Недра, 1985.
2. Книппер А. Л. Офиолиты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие дооросное становление офиолитового комплекса // Геотектоника. 1978. № 2. С. 50—66.
3. Шихалибеи Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. — Баку: АН АЗССР, 1964.

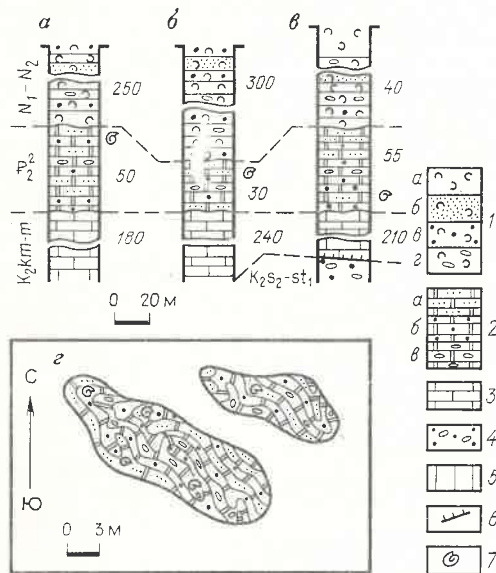


Рис. 3. Сопоставление разрезов нуммулитовых известняков среднего эоцена правобережья верховья р. Тертер (А, Б, В) и зарисовка глыбы их в серпентинитовом меланже между селами Милли и Сыных-Килиса (Г):

1 — миоцен—плиоцен: а — туфы липаритодацитов и андезитодацитов, б — туфопесчаники, в — туфогравелиты, г — туфоконгломераты; 2 — среднеэоценовые известняки: а — песчанистые, б — гравелитистые, в — обломочные; 3 — кампан—маастрихт, известняки различные; 4 — верхний сенман—нижний сантон: олистостромовый комплекс, состоящий из обломков и глыб офиолитовой ассоциации и мраморизованных известняков; 5 — серпентинитовый меланж; 6 — взбросы; 7 — местонахождение нуммулитов: разрезы А, Б, В — см. рис. 2

80-летие Георгия Михайловича Власова

Георгий Михайлович Власов — один из наиболее известных и талантливых исследователей недр Дальнего Востока, родился 7 апреля 1912 г. в Сибири, в с. Каменка Барнаульского уезда в семье лесничего. В 1931 г. во Владивостоке окончил горное отделение промышленно-экономического техникума, а в 1939 г. — геологоразведочный факультет Политехнического института.

Первые годы его деятельности (1931—1934 гг.) связаны с изучением геологии Сахалина. В дальнейшем он участник и научный руководитель многих работ в важнейших районах Дальнего Востока. Особенно широко и плодотворно его талант пытливого исследователя проявился в изучении геологии и полезных ископаемых Приморья и Камчатки.

Подготовленную при изучении геологии Приморья кандидатскую диссертацию на тему: «Третичные отложения Сихотэ-Алиня» Георгий Михайлович в 1949 г. защищал в Ленинграде, во ВСЕГЕИ. Глубина проработки темы, обилие материалов и новизна научных взглядов соискателя произвели на Ученый совет авторитетного института такое впечатление, что было единодушно принято решение присудить диссертанту не искомую им ученую степень кандидата, а доктора геолого-минералогических наук.

И Ученый совет не ошибся в своем решении.

Добросовестное отношение к любимому делу, исключительная трудоспособность, феноменальная память и энциклопедические знания позволили Г. М. Власову стать признанным лидером геологии Дальнего Востока, автором сотен научных работ, включая монографии, посвященные как геологическому строению и минеральным ресурсам огромного края, так и общим проблемам геологии.

Г. М. Власов проводил поисково-разведочные и оценочные работы на каменные и бурые угли на Северном Сахалине, в Южном Приморье и Хабаровском крае; изучал месторождения серы Курильских островов и Камчатки; оценивал перспективы Дальнего Востока на колчеданные, стратиформные и вулканогенно-эпitherмальные месторождения цветных и благородных металлов.

Свыше 20 лет (1931—1954 гг.) Георгий Михайлович проработал в системе Дальгеологии, а в 1955 г. целиком переключился на научную

деятельность. Сначала он являлся старшим научным сотрудником ВСЕГЕИ по отделу Дальнего Востока, а затем стал руководителем лаборатории вулканогенных формаций Института тектоники и геофизики Дальневосточного научного центра Академии наук в Хабаровске, где работает и в настоящее время. Г. М. Власов — основной автор, составитель и главный редактор XXXI тома Геологии СССР: «Камчатка и Курильские острова»; редактор камчатской серии листов Геологической карты Союза и Геологической карты Камчатской области.

Им внесен существенный вклад и в разработку различных проблем современной геологии, в т. ч. в развитие представлений о геосинклиналях, металлогении, магматизме и процессах угленакпления. Опубликованные в 1978 г. монографии Г. М. Власова «Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации» и «Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях» содержали новые методологические подходы и идеи, получившие развитие в трудах многих исследователей.

Принципиальное значение для развития отечественной геологии и металлогении имели разработки Г. М. Власова в области окраинно-континентальных подвижных поясов и рудно-магматических систем. Геотектонические построения Г. М. Власова отличаются основательностью фактографической базы, они идут не от представлений, а от наблюдаемых автором и его последователями реалий. Рудно-магматические системы, как одна из форм связи геологических и рудных формаций, благодаря разработкам Г. М. Власова стали центрами многих геолого-генетических построений для районов с комплексной металлогенией.

При высоких профессиональных достоинствах, широком кругозоре и завидном трудолюбии Георгий Михайлович обладает доброй душой и отзывчивым сердцем. Это испытал на себе каждый, кому посчастливилось с ним работать, а тем более быть в числе его учеников.

Мы сердечно поздравляем Георгия Михайловича со славным юбилеем, желаем ему хорошего здоровья и всего самого доброго.

Редколлегия

Contents

METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT <i>Tarnogradskiy V. D., Kaplyanskaya F. A.</i> Global changes in the past	3	the Barents-Kara shelf	56
ENERGY RESOURCES <i>Starobinets I. S.</i> Features of hydrocarbon accumulations formation in oversalt sediments	12	<i>Ivanova A. M., Suzdalskiy O. V.</i> Glacier minerageny of the Global Ocean shelf arears	61
<i>Petrenko V. I., Petrenko N. V.</i> Nontraditional useful minerals of gas and/ gas-condensate fields	18	MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY <i>Douzhikov N. A.</i> Ultrabasic rock unclussions from the Middle Timan alkali-ultrabasic dikes	64
METALS AND NON-METALS <i>Rudakova G. V.</i> Morphometric features of the veins of Darasunskoe gold-ore deposit	22	<i>Admakin L. A.</i> Volcanic glass types of Badinskaya volcano-plutonic association	68
<i>Vasilev V. G.</i> The dependence ore compositions from facies types in the Mississippi-type deposits	27	GEOCHEMISTRY <i>Egorov N. N., Popov V. G.</i> Helium researches of the Kairakkumskoe earthquake	74
REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS <i>Khain V. E.</i> Depth faults, geoblocks, terrains and Plate tectonics	34	DISCUSSIONS <i>Vlasov G. M.</i> Same speculation on the domination of the theory Plate tectonics abroad	80
<i>Kapitsa A. A.</i> On the haramide diastrophism in the Japan-Sakhalin region	41	<i>Belov A. P., Spivak T. Yu.</i> The application of muchmeasured mathe- matic statistics methods for zonation	86
MARINE GEOLOGY <i>Gramberg I. S., Volk V. E., Verba V. V.,</i> <i>Gubernov A. P., Kiselev Yu. G.</i> The structure of the Earth's crust in the Arctic Ocean	47	BRIEF INFORMATION <i>Lepin V. S., Gubanov S. K.</i> Geochronological researches of hydrother- mal-metasomatic processes in the Balkalo- Patomskoe Highland	91
<i>Lopatin B. G., Musatov E. E.</i> Neogene-Quaternary seismostratigraphy of		<i>Gasarov T. A.</i> Lumps of nummulitic limestones in the ophiolitic belt of Caucasus Minor	95
		The 80-th anniversary of Georgiy Mikhailo- vich Vlasov	