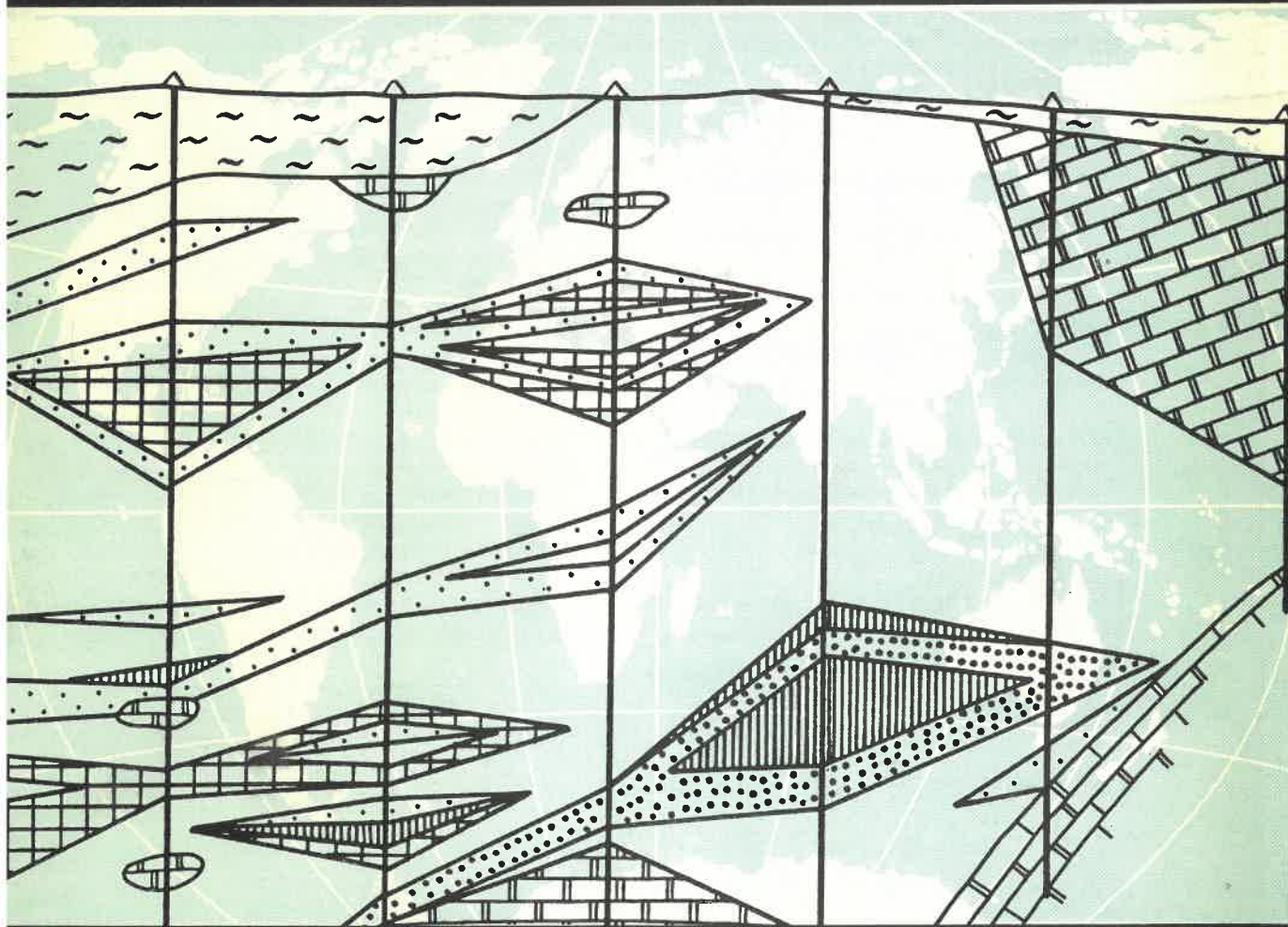


# Отечественная ГЕОЛОГИЯ



## 4/1994

МАГНЕЗИТОВЫЕ РУДЫ

ПЛАТИНОИДЫ В ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КРЯЖА КАРПИНСКОГО  
И АСТРАХАНСКОГО СВОДА

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СРЕДА И ЭТНОГЕНЕЗ

## От редакции

В № 12 журнала «Отечественная геология» в преамбуле рубрики «Федеральные минерально-сырьевые интересы России» по вине руководства редакции и недосмотру главного редактора упущены данные об источниках опубликованных материалов, а также некоторые другие положения, что стало причиной ряда недоразумений. Ниже воспроизводятся соответствующие тексты.

### Напечатано

В связи с этим в данном номере журнала публикуются «Справка о состоянии минерально-сырьевой базы и геологической службы Росии», а также предложения к проекту Закона РФ о федеральной собственности на природные ресурсы, принятые Межведомственным научно-методическим советом, образованным Роскомнедрами при ЦНИГРИ.

Публикуемые материалы представляют значительный интерес для широкого круга геологов, политиков и предпринимателей.

Материалы не могут рассматриваться как отражение официальной позиции учредителей журнала и его редколлегии.

Главным редактором принесены извинения руководству Роскомнедр; главный редактор и редакция приносят свои извинения учредителям журнала и его читателям.

### Следует читать

В связи с этим в данном номере журнала публикуются «Справка о состоянии минерально-сырьевой базы и геологической службы России», *включенная в материалы, которые были распространены на пресс-конференции Председателя Роскомнедр В.П.Орлова (24 марта 1994 г.)*, а также предложения к проекту Закона РФ о федеральной собственности на природные ресурсы, принятые Межведомственным научно-методическим советом, образованным Роскомнедрами при ЦНИГРИ.

Публикуемые материалы представляют значительный интерес для широкого круга геологов, политиков и предпринимателей.

Материалы, *касающиеся вопросов федеральной собственности на природные ресурсы*, не могут рассматриваться как отражение официальной позиции учредителей журнала и его редколлегии.

# Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

*Учредители:*

Комитет по геологии  
и использованию недр РФ  
Российское геологическое общество  
Центральный  
научно-исследовательский  
геологоразведочный институт  
цветных и благородных металлов  
Геолбанк

**4/1994**

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ**

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: Э. К. Буренков, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. В. Дурандин, А. Н. Еремеев, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Н. В. Милетенко, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин (зам. главного редактора), Е. И. Семенов, В. В. Семенович, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолук

Ю. И. Бакулин, А. Н. Барышев, Г. Р. Бекжанов, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джanelидзе, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, Е. Н. Исаев, М. М. Константинов, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев, В. А. Нарсеев, В. А. Петров, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, В. И. Старостин, В. С. Сурков, В. П. Федорчук

## Содержание

### РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

- Ермолаев Н. П., Чиненов В. А., Хорошилов В. Л., Горячкин Н. И., Никифоров А. В.  
Платиноиды в черных сланцах Средней Азии  
Тохтасев В. С., Саэтгалеев Я. Х., Хайруллина Г. З., Крутиков В. Ф., Мазур С. В., Леонов Г. В.  
Предварительная оценка качества магнетитовых руд . . . . . 11

### СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

- Минаева М. А.  
Тектоно-стратиграфические аномалии в стратотипических отложениях венд-кембрийского времени Эбеляхского района Прианбарья . . . . . 15

### МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

- Духовский А. А., Артамонова Н. А., Иванова Э. И., Никифоров И. О.  
Объемная модель Салминского массива гранитов рапакиви и закономерности размещения оруденения . . . . . 24  
Мустафаев Г. В., Керимов Р. Б., Гусейнов Д. А.  
Клинопироксены магматических формаций южного склона Большого Кавказа . . . . . 32

### ГЕОХИМИЯ

- Семенов Е. И., Проценко Е. Г.  
О скандиевой и редкоземельной минерализации гранитных пегматитов Акжайляу в Казахстане . . . . . 37

### ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

- Буллин Н. К., Егоркин А. В.  
Многоволновое глубинное сейсмическое зондирование при мелкомасштабных прогнозных исследованиях . . . . . 43  
Бродский А. Я., Воронин Н. И., Миталев И. А.  
Модель глубинного строения зоны сочленения кряжа Карпинского и Астраханского свода . . . . . 50  
Кеворкянц С. С., Абрамов В. Ю.  
Компьютерный метод выделения нормального поля при межскважинном (межвыработочном) радиопросвечивании в локально-неоднородных георазрезах . . . . . 54

### ГЕОЭКОЛОГИЯ

- Островский В. Н.  
Геологическая среда как фактор этногенеза . . . . . 58

### ДИСКУССИИ

- Кобяков А. В.  
Универсальная теория тектоники литосферы и климата . . . . . 61  
Непомнящих И. А.  
Геологическая интерпретация геофизических данных и принципы дополнительности . . . . . 70

Редакция: Р.В.Добровольская, Л.Д.Овчининская, Г.В.Вавилова, Л.Б.Кожемякина

Сдано в набор 01.02.94. Подписано в печать 13.05.94. Формат 185×270. Бумага офсетная № 1.  
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296.  
Телефон: 315-28-67

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием

## Платиноиды в черных сланцах Средней Азии

Н. П. ЕРМОЛАЕВ, В. А. ЧИНЕНОВ, В. Л. ХОРОШИЛОВ, Н. И. ГОРЯЧКИН, А. В. НИКИФОРОВ  
(Институт литосферы РАН)

В 1981 г. Б. Ф. Зленко (ИМГРЭ) при оценке серебряной минерализации месторождения Косманачи (промышленный район Мурунтау, Центральные Кызылкумы) в высокоуглеродистых рудах обнаружены промышленно-значимые концентрации палладия. Заявка этого специалиста в других лабораториях существующими на тот день аналитическими методами не была подтверждена. Однако накопление знаний о металлоносных углеродистых сланцах как в нашей стране, так и за рубежом вновь поставило проблему платиноносности таких пород в повестку дня. Модификация способа преданалитической пирометаллургической подготовки проб сланцев, выполненная силами ИЛСАН, ИОНХ РАН и Навоийского ГМК, позволила полностью разрушить минеральную матрицу сланцев и отделить мешающие определению платиноидов редкие земли и уран, обычно обогащающие черносланцевые руды и маскирующие характеристические линии платиновых металлов во всех интервалах электромагнитной шкалы. Аналитическое определение платиноидов, проведенное в Институте ядерной физики АН Узбекистана, Гиналмаззолото, ИОНХ, Институте материаловедения им С. Королева, обеспечило получение согласованных результатов, что позволило подойти к переоценке руд драгметаллов из черных сланцев пяти месторождений Средней Азии (рисунок).

Промышленно-ценная минерализация сереброрудного месторождения Косманачи формировалась в терригенно-углеродистых отложениях бесапанской свиты («пестрый» бесапан), относящейся к нерасчлененным кембро-ордовикским породам отрогов Юго-Западного Тянь-Шаня. Его геологическое строение рассматривалось ранее в [6]. Фрагментарное переопробование нами руд месторождения на содержания в них металлов платиновой группы дало положительный результат для высокоуглеродистых пород и руд субпластовых брекчий и зон смятий, но отрицательный для более поздних по времени образования, контрастных по рудной минерализации сереброносных кварцево-сульфидных и анкерит-сульфидных жил. Наши контрольные анализы показали содержания палладия до 7 г/т (в одной пробе — 29 г/т),

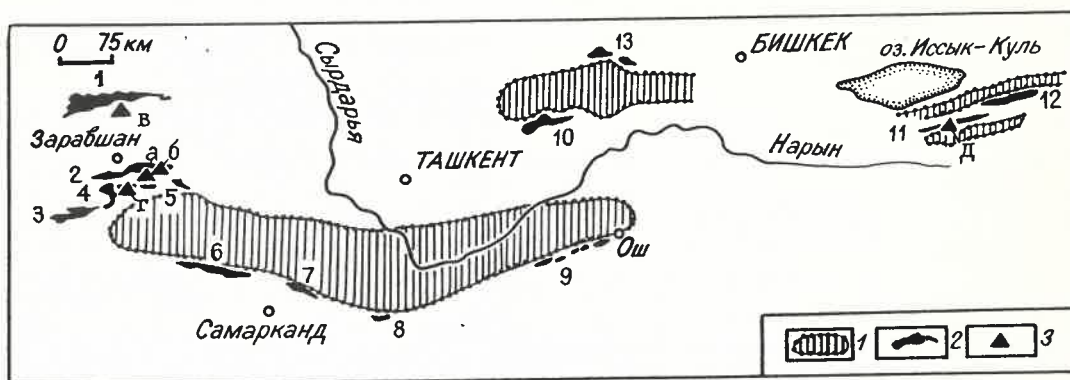
что несколько меньше предварительных результатов Б. Ф. Зленко.

Геология, петрография и минеральный состав руд *золоторудного месторождения Мурунтау* хорошо известны [8, 9]. Поперечные сечения относительно рудных тел на уровне дна карьера (+ 325 м), а также на глубоких шахтных горизонтах (0, + 78 м) позволили охарактеризовать вариации содержаний платиновых металлов во вмещающих породах, рудных метасоматитах и материале тектонических секущих зон (табл. 1).

Из табл. 1 следует заключение о чрезвычайно высоких геохимических фонах платиноидов во вмещающих породах (десятки — первые сотни кларков для глин и сланцев). Обращает на себя внимание значительная обогащенность платиноидами высокоуглеродистых брекчий из зон разломов в рудных телах. При определении благородных металлов в высокоуглеродном пенном концентрате флотации из таких проб в лаборатории химии и технологии платиновых металлов ИОНХ установлены высокие содержания ценных примесей, г/т: Au — 54, Pd — 50, Ir — 52, Rh — 12, Ru — 59, Pt — 30. Это обстоятельство заставляет обратить внимание при переработки руд не только на тяжелую фракцию, но и на гравитационно-легкую углеродисто-глинистую составляющую.

Изучение распределения платиновых металлов в акцессорных минералах метасоматитов позволило оценить их в роли концентраторов этих элементов. При исследовании минералов методом электронного микросондирования применялась широко распространенная программа обработки данных ZAF-4. Однако использование этой программы при анализе многокомпонентных природных сред, характеризующихся низкими содержаниями интересующих элементов, позволило получить для таких объектов лишь полуколичественную оценку.

Количественная роль акцессорных минералов в метасоматитах Мурунтау существенно различается. Определяющее значение в исследованных горизонтах месторождения имеют самородные металлы, ортиты, монацит. Из сульфидов преобладают пириты и герсдорфит (охарактеризованный в верхних горизонтах отработки как арсениопирит). По



Размещение верхнепротерозойских — нижнепалеозойских металлоносных черных сланцев:

1 — раннепротерозойские кристаллические массивы (с запада на восток): Ферганский, Таласский Алатоо и западная часть Киргизского Алатоо, восточная часть Терской-Алатоо и Ак-Шыйрак; 2 — районы развития кремнисто- и терригенно-углеродистых сланцев венда и кембро-ордовика (1 — Букантау, 2 — Тамдытау, 3 — Ауминзатау, 4 — Бельтау — Амантайтау, 5 — Аристантау, 6 — Северный Нуратау, 7 — Мальгузарские горы, 8 — Фандарья, 9 — Каратаг-Ош, 10 — Сандалаш, 11 — Джетымтоо, 12 — Сарыджаз, 13 — Джебаглытау); 3 — золото- и сереборудные месторождения с платиновыми металлами (а — Косманачи, б — Мурунтау, в — Окжетпес, г — Амантайтау, д — Кумтор)

мнению авторов, с аксессуарными фазами метасоматитов связано менее половины всех платиновых металлов месторождения. Большая часть платиноидов локализована в графит-антраксолитовой составляющей руд. Содержания платиноидов в ней варьируют от десятых до тысячных долей процента. При этом металлоносность «чистых» высокоуглеродистых фаз более низкая, чем графитов и антраксолитов в тонких сростках с серицитом, гидробиотитом, адуляром и кварцем. По данным микрозондового анализа, в углеродистом веществе с примесью силикатного материала (содержание углерода менее 97 %) в 4 раза больше золота, чем в мономинеральных высокоуглеродистых фазах ( $C_{орг} > 97\%$ ), в 2 раза платины, в 1,5 раза палладия и родия, в 5 раз осмия. Все это позволяет предполагать, что основное количество драгметаллов в сростках приурочено к межзерновым швам — границе силикатов с высокоуглеродистыми частицами. Собственные минералы платины в таких фазах не обнаружены даже при увеличении до 20000 $\times$ , что указывает на примесную форму нахождения платиновых металлов в углеродистой массе.

Завершая изучение особенностей распределения платиноидов в рудах месторождения Мурунтау, можно сделать вывод о преимущественно примесной форме их концентрирования. Исключением являются платино- и иридий-мышьяковые интерметаллиды, встречаемые в небольших количествах в верхнем горизонте месторождения (+ 325 м). Субмикронные выделения интерметаллидов можно рассматривать в качестве зародышей собственно платиновых минералов.

*Сереборудное месторождение Окжетпес* разведано в 100 км к северо-западу от Мурунтау. Оно расположено в ближней периферии метаморфического сланцевого массива Букунтау и приурочено к известнякам и терригенно-сланцевым отложениям нижнего — среднего карбона, прорванным дайками и силлами диоритов, диабазов, щелочных гранитов и сиенит-порфиров. Все эти жильные магматические породы — пострудные, связаны с позднегерцинским орогенезом и раннекиммерийской активизацией.

Серебряные руды, сульфидно-углеродистые по составу, выполняют протяженную субпластовую зону нарушения, которая в пострудное время служила каналом проникновения жильных диоритов. Становление диоритов сопровождалось интенсивным перераспределением серебра. В контурах рудной зоны образовались участки, вторично обогащенные серебром, с содержаниями его до 3500 г/т, которые соседствуют с зонами аналитически пустыми по серебру.

Сереброносная зона опробована вкрест простирания по двум разведочным профилям, заложенным на фланге рудного тела, не затронутого диоритовой жилой. Вмещающая порода — углеродистый песчаник с повышенной карбонатностью. Для опробования нами использованы дубли бороздовых проб, результаты анализа которых даны в таблицах 2 и 3. В табл. 3 приведены обобщенные характеристики распределения концентраций благородных металлов по каждому сечению и коэффициенты парной корреляции между рудными компонентами для всей выборки в целом. Коэффициент корреляции — положительный высокозна-

1. Средние концентрации платиноидов во вмещающих породах и рудах месторождения Мурунтау на уровне дна карьера, г/т

| Объект исследования                                                    | Pd           | Os          | Pt            |
|------------------------------------------------------------------------|--------------|-------------|---------------|
| Вмещающие углеродистые алевролиты и филлиты нижнего бесапана, $n = 10$ | 0,30 (0,29)  | 0,29 (0,21) | 0,61 (0,63)   |
| Золоторудные кварц-полевошпат-гидробиотитовые метасоматиты, $n = 15$   | 5,13 (11,85) | 0,72 (0,50) | 3,49 (5,12)   |
| Графитовые тектониты, секущие золоторудные тела, $n = 4$               | 8,74 (13,52) | 4,22 (4,06) | 13,61 (24,27) |

Примечание. В скобках — стандартное отклонение ( $\sigma$ ) для каждой группы проб;  $n$  — число проб.

чимый для пары Pt—Pd, но близкий к нулю для пар Ag—Pt и Ag—Pd. Это может свидетельствовать о связи благородных элементов с разными носителями: платиновых металлов с углеродистой составляющей руд, серебра с сульфидной фракцией (сереброносные галениты и сфалериты, тетраэдриты, миаргириты, аргентиты).

*Золото-редкоземельное месторождение Амантайтау* находится в 60 км к юго-западу от Мурунтау, в северном горном обрамлении Каракатинской впадины. Рудная минерализация приурочена к терригенно-углеродистым сланцам бесапанской свиты. Региональный метаморфизм сланцев отвечает пренит-пумпеллиитовой фации (глубокий катагенез). Магматизм ни в какой форме не проявлен. Краткая геологическая характеристика этого объекта дана в работе [4].

По составу руды сульфидно-вкрапленные золото-редкоземельные. Особенность рудоконтроля — приуроченность ранних субпластовых метасоматитов к углеродистым филлитам и алевролитам, изначально при седиментогенезе обогащенных золотом (в органическом веществе) и дисперсными обломочными монацитом и ксенотимом. В результате ранней фельдшпатизация в субпластовых зонах при замещении металлоносного углеродистого материала альбитом и кварцем происходит группировка золота в ранних пиритах-I и укрупнение редкоземельных фосфатов. Образуются альбит-пирит-углеродистые руды с содержанием золота первые граммы на 1 т, самария до  $1 \cdot 10^{-3} \%$ , церия и лантана до  $2 \cdot 10^{-2} \%$  каждого. При развитии более поздней штокверковой структуры усиливается роль калиевого метасоматоза. Возникает кварц-альбит-адюляр-анкерит-пиритовый агрегат с содержанием золота 10—25 г/т.

Платиноносность таких руд отражена в табл. 4. Перекристаллизация вещества субпластовых руд в штокверковых системах сопровождается существенным контрастированием их как по золоту, так и по палладию. Между этими элементами отмечается высокосвязанная положительная корреляция:  $r_{Au-Pd}$  в субпластовых рудах +0,95,

штокверковых — +0,82. Корреляция золота с другими платиноидами статистически малозначимая. Из этого следует, что как золото, так и палладий имеют одни и те же носители. Детальное микрозондовое исследование показало, что в рудах ранней генерации это высокоуглеродистое вещество и пирит-I, в рудах перекристаллизованных — пирит-II. При формировании штокверковых ассоциаций часть золота, освобожденного из пирита-I, локализуется в самородной форме, тогда как палладий вместе с примесной формой золота обогащает пирит-II. Коэффициент корреляции между золотом и палладием при этом несколько снижается.

*Золото-вольфрамовое месторождение Кумтор* расположено в северном складчатом обрамлении протерозойского массива Ак-Шыйрак Среднего Тянь-Шаня (Восточная Киргизия). Золото-вольфрамовые сульфидно-вкрапленные руды залегают в углеродисто-алевролитовой толще вендского возраста (свита Джетымтоо), налегающей по тектоническому контакту на метаморфизованные терригенно-карбонатные породы и эффузивы рифейского возраста, прорванные габброидитами и плагиогранитами байкальской эпохи. В свою очередь, джетымтауские алевролиты также по тектоническому контакту перекрываются карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями нерасчлененного кембро-ордовика. Региональный метаморфизм пород джетымтауской свиты соответствует глубокой субфации зеленосланцевой фации. Магматические породы, интродуцирующие углеродистые алевролиты (дайки гранит-порфиров) известны только на дальнем северо-восточном фланге месторождения. Геологическая и петрологическая характеристики месторождения Кумтор и его руд рассмотрены в работе [4].

Как и на кызылкумских месторождениях, ранняя генерация метасоматических руд проявлена в протяженных субпластовых нарушениях, тогда как поздние руды контролируются секущими разломами и имеют штокверковую структуру. Минералогия метасоматитов сходна с таковой на месторождении Амантайтау. Отличительная особен-

2. Содержание благородных металлов в углеродсодержащих серебряных рудах месторождения Окжетпес, г/т

| Сечения опробования | Ag  | Au   | Pt   | Pd   | Ir    |
|---------------------|-----|------|------|------|-------|
| I                   | 33  | 0,12 | 1,10 | 2,61 | <0,01 |
|                     | 80  | 0,15 | 0,70 | 2,03 | <0,01 |
|                     | 110 | 0,32 | 1,58 | 4,75 | 1,18  |
|                     | 30  | 0,11 | 1,02 | 3,19 | <0,01 |
|                     | 110 | 0,32 | 1,40 | 3,94 | <0,01 |
|                     | 20  | 0,34 | 1,50 | 3,07 | <0,01 |
|                     | 50  | 0,51 | 1,70 | 3,97 | <0,01 |
|                     | 190 | 0,72 | 1,62 | 3,24 | <0,01 |
|                     | 140 | 0,94 | 1,28 | 2,89 | <0,01 |
|                     | 35  | 1,10 | 0,76 | 1,67 | <0,01 |
| II                  | 80  | 0,09 | 0,50 | 1,28 | <0,01 |
|                     | 70  | 0,21 | 0,72 | 0,38 | 1,0   |
|                     | 25  | 0,14 | 1,52 | 3,24 | 0,16  |
|                     | 12  | 0,18 | 2,72 | 6,79 | 0,28  |
|                     | 9   | 0,13 | 0,96 | 2,34 | <0,01 |
|                     | 25  | 0,28 | 1,10 | 2,53 | <0,01 |
|                     | 140 | 0,27 | 1,12 | 2,71 | <0,01 |
|                     | 130 | 0,24 | 1,16 | 2,66 | 0,02  |
|                     | 27  | 0,17 | 1,10 | 2,70 | 0,06  |
|                     | 1   | 0,22 | 1,58 | 2,89 | <0,01 |

ность месторождения Кумтор заключается в слабом распространении редкоземельных минералов, но в широкой кристаллизации дисперсного и видимого шеелита. Кроме того, перегруппировка примеси золота на месторождении Кумтор была более глубокой: в пиритах-II (штокверковых) ценный компонент, помимо примесной и самородной форм, локализуется в интерметаллидах золота — серебра и теллуридах золота, серебра, никеля (калаверите, креннерите, мутманните, мелоните).

Платиноносность руд месторождения Кумтор приведена в табл. 5.

Из табл. 6 следует, что в ходе рудного процесса происходит смена форм нахождения благородной примеси. На раннем этапе золота локализуется в пиритах, а платина и палладий в основном в реликтовом и перетолженном высокоуглеродистом веществе. На позднем этапе рудообразования последнее разрушается. Все благородные металлы переходят в единый носитель — пирит-II, а затем в дисперсные выделения теллуридов

3. Характеристики содержаний благородных металлов в рудной зоне Окжетпес, г/т

| Элементы | Сечение I, n = 10 |          | Сечение II, n = 10 |          | Коэффициент корреляции, n = 20 |       |
|----------|-------------------|----------|--------------------|----------|--------------------------------|-------|
|          | $\bar{x}$         | $\sigma$ | $\bar{x}$          | $\sigma$ | Ag                             | Pt    |
| Ag       | 79,80             | 56,80    | 51,90              | 50,60    | —                              | —     |
| Pt       | 1,26              | 0,37     | 1,24               | 0,62     | -0,08                          | —     |
| Pd       | 3,15              | 0,92     | 2,75               | 1,65     | -0,04                          | +0,91 |

4. Содержание Au и платиноидов в сульфидно-вкрапленных рудах месторождения Амантайтау, г/т

| Рудная ассоциация                              | Au    | Pd    | Pt   | Ir   |
|------------------------------------------------|-------|-------|------|------|
| <i>Субпластовые руды</i>                       |       |       |      |      |
| Кварц-альбит-пиритовый метасоматит             | 3,43  | 2,26  | 1,52 | 0,01 |
| То же                                          | 9,87  | 6,20  | —    | 0,05 |
| Углеродистый алевролит с пиритом               | 7,93  | 2,26  | —    | 0,01 |
| Кварц-альбит-пиритовый метасоматит             | 0,17  | 0,89  | 0,93 | 0,02 |
| Графит-пиритовая масса из разлома              | 3,85  | 0,82  | —    | 0,11 |
| Алевролит с убогой пиритовой вкрапленностью    | 0,35  | 0,28  | 0,70 | 0,02 |
| Алевролит с богатой пиритовой вкрапленностью   | 3,50  | 1,03  | —    | 0,01 |
| То же                                          | 17,31 | 9,30  | 3,04 | 0,12 |
| » »                                            | 0,34  | 0,33  | 0,73 | 0,04 |
| Алевролит углеродистый                         | 0,37  | 0,49  | 1,75 | 0,02 |
| Углеродистый филлит с примесью пирита          | 0,15  | 0,29  | 0,54 | 0,03 |
| Алевролит альбитизированный и пиритизированный | 0,12  | 0,52  | 1,08 | 0,02 |
| Алевролит пиритизированный                     | 0,08  | 0,81  | —    | 0,01 |
| Филлит с примесью пирита                       | 0,10  | 0,32  | —    | 0,01 |
| То же                                          | 1,07  | 1,46  | 0,35 | 0,01 |
| Алевролит с пиритовой вкрапленностью           | 0,07  | 0,20  | —    | 0,01 |
| То же                                          | 0,58  | 0,46  | —    | 0,01 |
| Альбит-пиритовый метасоматит                   | 6,88  | 4,54  | —    | 0,02 |
| Среднее по субпластовым рудам (n = 18)         | 3,12  | 1,80  | 0,59 | 0,03 |
| <i>Штокверковые руды</i>                       |       |       |      |      |
| Алевролит окварцованный                        | 1,27  | 1,67  | 3,16 | 0,04 |
| Алевролит фельдшпатизированный                 | 5,48  | 3,54  | —    | 0,22 |
| То же                                          | 0,11  | 0,85  | —    | 0,15 |
| » »                                            | 0,14  | 0,48  | 0,98 | 0,06 |
| Алевролит пиритизированный                     | 8,66  | 4,0   | —    | 0,23 |
| Алевролит с примесью пирита                    | 0,25  | 2,45  | 0,76 | 0,11 |
| То же                                          | 0,33  | 0,17  | —    | 0,20 |
| Альбит-адуляр-пиритовый метасоматит            | 0,20  | 0,54  | 0,01 | 0,09 |
| То же                                          | 2,60  | 1,21  | 1,01 | 0,10 |
| » »                                            | 64,70 | 42,40 | —    | 0,21 |
| Кварц-альбитовый метасоматит                   | 15,41 | 4,04  | —    | 6,81 |
| То же                                          | 2,50  | 4,50  | —    | 0,10 |
| Алевролит окварцованный и пиритизированный     | 55,40 | 22,41 | —    | 0,14 |
| Альбит-пиритовый метасоматит                   | 0,40  | 1,36  | —    | 0,10 |
| То же с реликтами окварцованного алевролита    | 60,90 | 43,71 | —    | 0,12 |
| Алевролит альбитизированный и пиритизированный | 0,44  | 0,49  | 1,44 | 0,06 |
| Графит-каолиновая масса из позднего разлома    | 0,18  | 0,19  | —    | 0,10 |
| Среднее по штокверковым рудам (n = 17)         | 12,88 | 7,88  | 0,43 | 0,52 |

5. Содержание Au и платиноидов в сульфидно-вкрапленных рудах месторождения Кумтор, г/т

| Рудная ассоциация                                                  | Au    | Pt   | Pd   | Ir    |
|--------------------------------------------------------------------|-------|------|------|-------|
| <i>Субпластовые руды</i>                                           |       |      |      |       |
| Кварц-альбит-пиритовый метасоматит                                 | 2,08  | 0,70 | 1,73 | 0,04  |
| Графит-сульфидная масса из межпластового нарушения                 | 5,68  | 1,34 | 3,22 | <0,01 |
| Кварц-пиритовый метасоматит                                        | 4,68  | 1,12 | 3,19 | 0,01  |
| Графит-антраксолитовая масса в кварц-альбит-пиритовом метасоматите | 0,44  | 1,54 | 3,25 | <0,01 |
| Кварц-пиритовый метасоматит с графитом                             | 8,43  | 0,60 | 0,92 | 0,28  |
| Среднее по субпластовым рудам (n = 5)                              | 4,26  | 1,06 | 2,46 | 0,06  |
| <i>Штокверковые руды</i>                                           |       |      |      |       |
| Анкерит-пиритовая жила с шеелитом                                  | 6,47  | 1,22 | 2,83 | <0,01 |
| Альбит-адуляр-анкерит-пиритовый метасоматит с шеелитом             | 7,33  | 1,12 | 5,32 | 0,01  |
| Альбит-адуляр-пиритовый метасоматит с графитом                     | 9,67  | 1,04 | 2,53 | <0,01 |
| Анкерит-пирит-графитовая жила с шеелитом                           | 4,92  | 0,98 | 2,39 | 0,03  |
| Графитистый тектонит по полевошпат-сульфидному агрегату            | 3,0   | 1,0  | 2,98 | <0,01 |
| Полевошпат-анкерит-пиритовый метасоматит с самородным золотом      | 13,74 | 2,0  | 5,05 | <0,01 |
| Полевошпат-анкеритовый, пиритовый метасоматит с графитом           | 4,88  | 1,12 | 1,77 | 0,01  |
| Среднее по штокверковым рудам (n = 7)                              | 7,14  | 1,21 | 3,01 | 0,01  |

и интерметаллидов, которые ассоциируют с этим пиритом. Так, в теллуридах золота и серебра содержание платины составляет десятки доли процента, в редко наблюдаемом теллуриде никеля (мелоните) — 2,5 %. В поздних рудах корреляция между золотом и платиноидами значительно улучшается. Это служит основанием для задания на проектирование новых технологий утилизации не только сульфидного концентрата, но и гравитационно-легкой графит-антраксолит-серицитовой фракции.

Анализ исходных терригенно-углеродистых пород свиты Джетымтоо свидетельствует об их исключительно высокой фоновой золото- и платиноносности. Так, в углеродистых алевролитах и алеврофиллитах исследуемого района концентрация золота составляет  $1,3 \cdot 10^{-6}$  —  $7,4 \cdot 10^{-6}$  % т. е. десятки кларков для глин и сланцев, а концентрация палладия —  $9,99 \cdot 10^{-6}$  %, т. е. десять кларков. Концентрация золота в джетымтауских алевролитах и филлитах соответствует среднефоновым значениям для осадочных пород золоторудных провинций, приведенным Р.

6. Коэффициент парной корреляции между благородными металлами руд месторождения Кумтор

| Морфологический тип руд | Элементы | Среднее содержание, г/т | Коэффициенты корреляции |        |
|-------------------------|----------|-------------------------|-------------------------|--------|
|                         |          |                         | Pt                      | Pd     |
| Субпластовые            | Au       | 4,26                    | -0,50                   | -0,48  |
|                         | Pt       | 1,06                    | —                       | + 0,93 |
|                         | Pd       | 2,46                    | —                       | —      |
| Штокверковые            | Au       | 7,14                    | + 0,82                  | + 0,74 |
|                         | Pt       | 1,21                    | —                       | + 0,85 |
|                         | Pd       | 3,01                    | —                       | —      |

Бойлем [10]. Минералого-геохимические балансы алевролитов рудного поля позволяют установить, что большая часть золота (> 51 %) локализована в графит-антраксолит-серицитовой составляющей сланцев. На долю палладия в этом агрегате приходится 65,8 % от его количества в породе. Замещение этой составляющей пород кварц-полевошпатовым агрегатом при метасоматозе способствует освобождению значительного количества благородных металлов, мигрирующих с растворами в направлении зон гидродинамической разгрузки — к протяженным субпластовым нарушениям, где формируются руды ранней генерации.

При систематизации особенностей размещения платиноидных руд в углеродистых сланцах Средней Азии следует обратить внимание на геологическую позицию вмещающих ценную минерализацию отложений. С запада на восток (см. рисунок) в пределах Южного, а затем Срединного и Северного Тянь-Шаня это районы Букантау, Тамдытау, Ауминзатау, Бельтау и Амантайтау, Аристантау, Северного Нуратау, Мальгузарских гор, Фандарьи (в верховьях реки Зеравшан), полосы Каратаг-Ош, Сандалаша, Джетымтоо, Сарыджаза, Джебеглытау (в Южном Казахстане). Перечисленные районы расположены на периферии древних кристаллических массивов, представляющих собой в периоды накопления вендских и нижнепалеозойских металлоносных углеродистых осадков области размыва. Протяженный Ферганский массив, вытянутый в соответствии с палеотектоническими реконструкциями от Центральных Кызылкумов до Ферганского хребта, существовавший до каледонского орогенеза, сложен протерозойскими гнейсами и слюдяными сланцами, гранитоидами, габбро, пикритами. То же самое следует сказать о нижнепротерозойских образованиях Таласского и Киргизского Алатау, а в Восточной Киргизии — Терской-Алатау и срединного массива Ак-Шыйрак. Это гнейсовый и роговиковые фации нижнего протерозоя (свита Куйлю), прорванные карельскими гранитоидами са-

рыджазского комплекса, и рифейские эффузивные, карбонатные и терригенные отложения свит Большого и Малого Нарына, прорванные диоритами, габбро и плагиогранитами верхнего рифея. Материал этих петрохимически основных и кислых комплексов обусловил в биогенных илах морского шельфа сочетание типично литофильных (U, W, TR) и сидерофильных (V, Pt, Pd) элементов, совместно накапливающихся в осадках в силу сродства с органическим веществом.

Соосаждение литофильных и сидерофильных элементов в углеродистых отложениях определяется рядом факторов. Из них первоочередную роль играют легкая гидролизуемость металлов, ОН-формы которых при седиментогенезе активно адсорбируются морскими гуминовыми кислотами, и способность к образованию комплексных соединений с органическими лигандами. Такие металлоорганические ассоциаты и химические соединения обогащают биогенные илы. Последующие литификация, катагенез и региональный метаморфизм приводят к формированию металлоносных черных сланцев [4].

Совместное накопление литофильных и сидерофильных рудных компонентов в сланцах может происходить также и при эпигенетических процессах. Это относится к элементам с переменной валентностью, восстановленные формы которых характеризуются пассивностью при миграции. Так, карбонатный комплекс четырехвалентного урана обладает растворимостью на 30 порядков более низкой, чем карбонатный комплекс уранила, т. е. взаимодействие шестивалентного литофильного урана с углеводородами восстанавливает его до  $U^{+4}$ , что сопровождается прекращением его миграции и концентрированием на восстановительном барьере. То же самое можно отнести к сидерофильным ванадию (валентность III, IV, V), хрому (II, III, VI) и некоторым другим элементам. Сказанное выше о возникновении металлоорганических соединений и влиянии восстановительных реакций объясняет совместное концентрирование в черных сланцах компонентов, не встречаемых в единых ассоциациях ни в каких других геологических системах.

Указанные районы развития углеродистых сланцев в период осадкообразования характеризовались активными эпсирогеническими движениями. В Западном Узбекистане терригенно-углеродистые сланцы, обогащенные золотом и платиноидами, регрессивно залегают на угленосных углеродисто-кремнистых сланцах венда и, в свою очередь, перекрываются еще более грубо-терригенными песчано-сланцевыми отложениями силура. В Восточной Киргизии разрез

трансгрессивный: на терригенные отложения венда налагается углеродисто-кремнистая толща беркутской свиты кембро-ордовика. В эпохи подъемов и опусканий материка активизировались процессы сноса материка, т. е. возникали геологически благоприятные ситуации для формирования терригенно-углеродистых отложений, обогащенных благородными металлами.

Влияние магматизма на рудообразование в черных сланцах трактуется неоднозначно. Наиболее мощно интрузивные образования проявлены на месторождении Окжетпес. Рудовмещающие терригенные и карбонатные породы, как и руды, прорваны дайками и силлами диабазов, диоритов и щелочных гранитов. Дайковый комплекс развился в пострудное время, местами разубоживая, а местами контрастируя серебряную минерализацию. В зонах переработки графит-сульфидных руд диоритами наблюдаются интервалы с непромышленными содержаниями ценного компонента рядом с локальными концентрациями серебра до 3500 г/т.

На флангах рудных тел Мурунтау развиты пояса даек сиенит-порфиров и плагиогранит-порфиров. Приконтактовые изменения в алевrolитах и слюдистых сланцах около даек (ороговикование, фенитизация) незначительные, по мощности не более 3—5 м. Непосредственная связь позднегерцинского — раннетриасового дайкового процесса с золотым оруженением не прослежена.

В поле месторождения Косманачи в 250 м к северу от рудных зон фиксируются единичные дайки плагиогранит-порфиров. В поле месторождения Кумтор дайки каледонских гранит-порфиров обнаружены только на дальнем северо-восточном фланге месторождения, в 7—8 км от главного рудного блока. На месторождении Амантайтау магматические проявления отсутствуют. Ни буровыми, ни геофизическими работами магматические породы на глубине для этих месторождений не выявлены.

Однако, если допустить наличие магматических пород, не вскрытых при разведке, можно прийти к выводу о невозможности формирования парагенетических ассоциаций литофильных и сидерофильных элементов из единого ювенильного источника, поскольку представляется маловероятным проявление одновременно кислого и основного (ультраосновного) магматических процессов. Проблему генезиса платиноидов в ассоциации с редкими землями и другими литофилами можно решить путем обоснования связи рудных концентраций этих элементов с повышенными их содержаниями во вмещающих породах.

Для всех рассмотренных рудных полей в бесапанской свите нижнего палеозоя и дже-

тымтауской свите венда характерна общая тенденция эволюции концентраций платиновых металлов: повышенные региональные геохимические фоны платиноидов в углеродистых сланцах  $4 \cdot 10^{-5}$ — $3 \cdot 10^{-5} \%$  → рядовые (убогие) концентрации этих элементов в субпластовых ранних рудах порядка  $1 \cdot 10^{-4}$ — $5 \cdot 10^{-4} \%$  → повышенные содержания платиноидов в штокверковых и жильных рудах порядка  $10^{-3} \%$  с возникновением локальных высоких концентраций платиновых металлов в самородных металлах и теллуридах ( $1 \cdot 10^{-1}$ — $7 \cdot 10^{-1} \%$ ). Такая последовательность группировки ценных компонентов во времени при локализации их обособлений в пространстве отвечает принципу ступенчатого концентрирования вещества в природе, протекающего в условиях наименьших энергозатрат (при минимальном рассеянии энтропии на переходах между уровнями накопления металлов) [2]. Или, говоря иными словами, любое из изученных месторождений может служить иллюстрацией идеи наследования вещества исходных пород при формировании ранних руд, перекристаллизация которых, в свою очередь, приводит к образованию контрастных руд, развитых более локально.

Изложенное позволяет обоснованно утверждать, что надкларковые геохимические фоны драгметаллов в сланцах — важный критерий прогнозирования руд платиновых металлов. Однако при этом возникает проблема источника энергии такого рудообразования. Ниже приводятся современные представления о возможном развитии процесса без внешнего теплового очага.

Все исследуемые месторождения независимо от геологического возраста и глубины метаморфизма вмещающих пород, эпохи металлогенической активизации, наличия или отсутствия магматических проявлений имеют сходные температуры минералообразования (табл. 7). Отсюда возможно допущение об однотипной на этих объектах природе тепла. В настоящее время существуют две точки зрения на вопрос об освобождении энергии осадка, необходимой для группировки рассеянного рудного вещества. Первый подход [5] основан на анализе экзотермических эффектов при окислении дисперсного высокоуглеродистого вещества и дисперсных сульфидов пород. Расчет выполнен для рудного поля Мурунтау. Его авторы пришли к выводу, что при эндогенном окислении лишь 0,3 % углеродистого вещества от массы породы выделяется тепловая энергия, достаточная для нагрева соответствующего объема исходных алевролитов и филлитов (в условиях физико-химически закрытой системы) на  $100^\circ\text{C}$ . Механизм окисления приводится в действие в результате

процессов дегидратации слюд, т. е. явлений метаморфизма толщи, а также добавок ювениального тепла (например, при развитии даек).

Второй подход [3] это анализ перераспределения энергии при необратимых процессах дегидратации монтмориллонитов в иллиты, а последних — в серицит-мусковит. Он позволяет рассматривать в качестве источника тепла и, что особенно важно, металлоносного флюида («мобилизата») огромные объемы осадков, вовлеченные в глубокий катагенез и начальный метагенез. Суть явления определяется десорбцией воды с поверхности глинистых коллоидно-дисперсных частиц при их укрупнении, литофильных петрогенных компонентов, а также рудной примеси (т. е. мобилизата) при одновременном освобождении тепла. Экзотермический эффект при укрупнении глинистых частиц, а затем при перекристаллизации гидрослюды в мусковит складывается из теплоты адсорбции, теплоты кристаллизации и теплоты реакции синтеза новых фаз. Все эти компоненты теплового уравнения Пригожина — Дефея [7] имеют отрицательный знак, и, следовательно, их сумма  $\Delta Q < 0$ . Иначе говоря, процессы кристаллографической упорядоченности и роста слюды являются теплогенерирующими.

Как при первом, так и втором вариантах подхода к проблеме рассматривается возникновение направленных флюидных потоков, способных в благоприятных структурных обстановках обеспечивать рудную группировку металлов. Однако эти подходы предполагают рассеяние тепла и вещества в верхних структурных этажах геологических блоков. Отсюда, еще один аспект проблемы рудообразования благородных элементов в углеродистых сланцах: наличие теплоэкрана, препятствующего рассеянию тепла и утечки флюида. Во всех примерах рудной минерализации платиновых металлов имеют место карбонатные толщи, надвинутые на дислоцированные терригенно-углеродистые породы. Для месторождений Косманачи, Мурунтау и Амантайтау это мощные девонские доломиты, перекрывшие обширные площади Центральных Кызылкумов [1]; для Северных Кызылкумов (Окжетпес) — визейские известняки, крупный останец которых сохранился в рудном поле Кокпатас; для месторождения Кумтор — карбонатная толща нерасчлененного кембро-ордовика (центральный блок месторождения), а на северо-восточном фланге — также надвинутые известняки турнейского и намюрского ярусов. В геологических блоках, не перекрытых карбонатными экранами, рудообразование рассматриваемого типа не происходит, например: западный край обширных выходов бесапанской свиты в Там-

7. Температурные условия минералообразования на среднеазиатских месторождениях благородных металлов в черных сланцах, °C

| Тип оруденения, месторождение                                | Субпластовые руды ранней генерации (физико-химически относительно закрытая система) | Штокверковые и жильные руды (физико-химически открытая система) |
|--------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|
| Руды самородного золота с шеелитом, Мурунтау                 | 340—280                                                                             | 260—220                                                         |
| Сульфидно-вкрапленные золото-редкоземельные руды, Амантайтау | 340—300                                                                             | 210—140                                                         |
| Сульфидно-вкрапленные руды золота с шеелитом, Кумтор         | 340—300                                                                             | 260—180                                                         |
| Графит-кварц-сульфидные серебряные месторождения             | 300—280                                                                             | 180—160                                                         |

дытау; юго-западный фланг отложений свиты Джетымтоо у массива Ак-Шыйрак.

Итак, резюмируя сказанное, можно охарактеризовать рудообразование благородных элементов в черных сланцах Средней Азии как сочетание трех факторов. Во-первых, это возникновение на периферии жестких массивов терригенно-углеродистых формаций, в которых органическое вещество предопределяет сообщество элементов разных геохимических групп (Au, W, TR и Pt, Pd), накапливающихся в осадочном процессе с образованием фонов, в 10—100 раз превышающих кларковые значения. Во-вторых, в период складкообразования погружение металлоносных черных сланцев в зоны с повышенными *P*- и *T*-параметрами, что обуславливает отторжение мобилизата и возникновение флюида, мигрирующего в менее напряженные по температуре и давлению обстановки. В-третьих, в период замыкания геосинклинали в связи с гипсометрической анизотропией поверхности появляется возможность сползания более молодых по времени формирования карбонатных толщ, надвигаемых на дислоцированные, метаморфизованные углеродистые сланцы. В таких геологических блоках под карбонатными тепло-флюидозкранами возникают локальные условия перегрева и обогащения раствором, необходимые для рудообразования вещества.

Рассмотренные на примере складчатых сооружений Средней Азии шарьяжи имеют региональное значение. В других областях Земли возможны другие теплоэкраны, например, карбонатные (терригенно-карбонатные) формации, согласно залегающие над продуктивными углеродистыми отложениями.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Венд-нижнепалеозойские черные сланцы Средней Азии представляют собой арену развития рудообразовательных процессов с формированием месторождений новых вещественных типов: золото-вольфрам-платиноидного, золото-редкоземельно-платиноидного, серебро-платиноидного. Факты об-

наружения промышленно-ценной минерализации платиновых металлов ставят в повестку дня ревизионное обследование многочисленных выходов углеродистых сланцев в этом регионе.

2. Наиболее перспективными районами на руды платиновых металлов в черных сланцах следует считать углеродистые метаосадки, перекрытые в эпохи каледонского и герцинского орогенеза (и соответствующие эпохи металлогенической активизации) карбонатными (терригенно-карбонатными) и, возможно, другими теплоэкранирующими толщами.

3. Платиновые металлы в золотых и серебряных рудах локализованы не только в сульфидном материале и самородных металлах, но и в высокоуглеродистом веществе. Эти наблюдения являются основанием для разработки новой технологии утилизации не только сульфидного концентрата, но и гравитационно-легкой графит-антраксолит-серицитовой фракции.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (код проекта 93-05-9561).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буртман В. С. Геология и механика шарьяжей. — М.: Недра, 1973.
- Ермолаев Н. П. Динамика концентрирования редких и благородных элементов в углеродистых сланцах // *Геохимия*. 1989. № 10. С. 1379—1385.
- Котина Р. П., Швецов П. Ф. Формирование автономной рудогенерирующей структуры на стадии метангенеза // *Докл. АН СССР*. 1988. Т. 302. № 2. С. 396—399.
- Новые вещественные типы руд благородных и редких элементов в углеродистых сланцах / Н. П. Ермолаев, Н. А. Созинов, Е. С. Флициян и др. — М.: Наука, 1992.
- Об энергетике сингенетично-эпигенетического рудообразования / А. К. Воронков, В. Г. Яковлев, В. Ф. Проценко и др. // *Зап. Узб. отд.-ния ВМО*. 1983. Вып. 36. С. 137—140.
- Перераспределение благородных металлов при эпигенетических преобразованиях черных сланцев / В. Л. Хорошилов, Е. С. Флициян, Н. П. Ермолаев и др. // *Геология рудных месторождений*. 1984. № 1. С. 52—60.

7. Пригожин И., Дефей Р. Химическая термодинамика. — Новосибирск: Наука, 1966.
8. Структурно-морфологические особенности и условия локализации золотого оруденения в терригенных толщах / С. Д. Шер, Н. Я. Гурейкин, Д. А. Дорофеев и др. // Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М., 1978. С. 188—199.
9. Шер С. Д., Юдин И. М. Метасоматические преобразования рудовмещающей толщи на золоторудном

- месторождении Мурунтау и возможности их использования при поисках месторождений мурунтауского типа // Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1971. Ч. 2. С. 240—248.
10. Boyle R. W. The geochemistry of gold and its deposits. — Ottawa, 1979.

Принята редколлегией 27 декабря 1993 г.

УДК 553.682.081

© Коллектив авторов, 1994

## Предварительная оценка качества магнезитовых руд\*

В. С. Тохтасьев, Я. Х. Саетгалеев, Г. З. Хайруллина, В. Ф. Крутиков (ЦНИИгеолнеруд),  
С. В. Мазур, Г. В. Леонов (Ангарская ГРЭ)

Оксид магнезита, получаемый после обжига или плавления магнезита, в основном используется в сталеплавильном производстве в виде металлургического заправочного порошка, а также для производства огнеупоров. Широкое внедрение прогрессивных процессов в металлургии (комбинированная продувка металла в конвертерах, непрерывная разливка и внепечная обработка стали) определяют задачу значительного повышения качества и улучшения стойкости магнезиальных огнеупоров. Тенденции роста потребности в данных изделиях (особенно на основе высококачественных магнезитов), представленных новой группой периклазоуглеродистых огнеупоров, отмечаются как для отечественной, так и мировой практики [1, 3, 4].

В настоящее время промышленность испытывает дефицит в магнезиальном сырье для производства даже рядовых огнеупоров, в связи с чем импортируется обожженный магнезит низкого качества. Вместе с тем спрос на магнезит постоянно растет как в традиционных, так и новых областях, особенно для производства магнезиальных вяжущих в строительных целях. Увеличение производства магнезиального сырья сдерживается рядом объективных и субъективных причин, среди которых необходимо отметить: концентрацию переработки сырья и производства изделий в пределах одной централизованной базы (комбинат «Магнезит» на Урале); сосредоточенность основных разведанных запасов в восточных районах со сложными транспортно-экономическими условиями, на значительном удалении от центров переработки сырья и потребления огнеупоров; отсутствие современной промышленной технологии обогащения магнезитов, обеспечивающей получение высококачественной магнезиальной продукции

[2]. Однако, казалось бы достаточная для удовлетворения потребностей промышленности России сырьевая база магнезита представлена объектами, разведанными в период до 1966 г. по устаревшим требованиям, поэтому перед промышленным освоением требуется их доизучение с переоценкой качества, что возможно выполнить на базе экспрессных геолого-минералого-технологических методов и методик, в первую очередь, по оценке качества сырья на малых пробах с целью определения его соответствия современным мировым технологическим требованиям и стандартам.

Оценка или переоценка качества сырья осуществляется преимущественно с целью достаточного изучения технологических свойств и выделения промышленных типов и сортов руд с характеристикой их пространственного размещения и количественного соотношения. При этом существенная роль отводится минералогическим методам.

Практически на всех месторождениях и даже на отдельных участках в той или иной степени имеет место непостоянство минерального состава, что выражается в определенной горизонтальной и вертикальной зональности. Такая особенность обусловлена закономерной сменой минеральных форм, изменением структур и текстур руд, размеров вкрапленности, появлением в минералах различных элементов-примесей, которые могут входить в состав основных порообразующих минералов или образовывать свои собственные формы. В связи с этим руды из различных участков или выделенных зон месторождения могут вести себя по-разному в технологическом процессе и может возникнуть необходимость в корректировке технологической схемы, что связано со значительными издержками.

Для преодоления этих трудностей нужно выявить пространственное распределение различных типов руд и их количественное

\* На примере Верхотуровского месторождения в Красноярском крае

Технические условия Департамента металлургии на магнезит Верхотуровского месторождения, 1990 г.

| Нормируемые показатели качества, %        | Для производства по сортам    |      |            |      |
|-------------------------------------------|-------------------------------|------|------------|------|
|                                           | электротехнического периклаза |      | огнеупоров |      |
|                                           | I                             | II   | I          | II   |
| MgO, min                                  | 46,0                          | 46,0 | 46,0       | 45,0 |
| CaO, max                                  | 0,8                           | 1,2  | 1,0        | 1,4  |
| SiO <sub>2</sub> , max                    | 1,5                           | 1,7  | 0,5        | 0,8  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO, max | 0,06                          | 0,1  | 0,5        | 0,5  |

соотношение, т. е. установить пространственную изменчивость минерального состава руд, структурно-текстурных особенностей и, в итоге, их технологических свойств. Практически это можно осуществить только при проведении минералогического объемного картирования.

Подобные работы проводились нами при доизучении Центрального участка Верхотуровского месторождения, расположенного в Удереиской магнезитоносной провинции Красноярского края. Решение задачи осуществлялось в жестких рамках современных технических условий, разработанных Де-

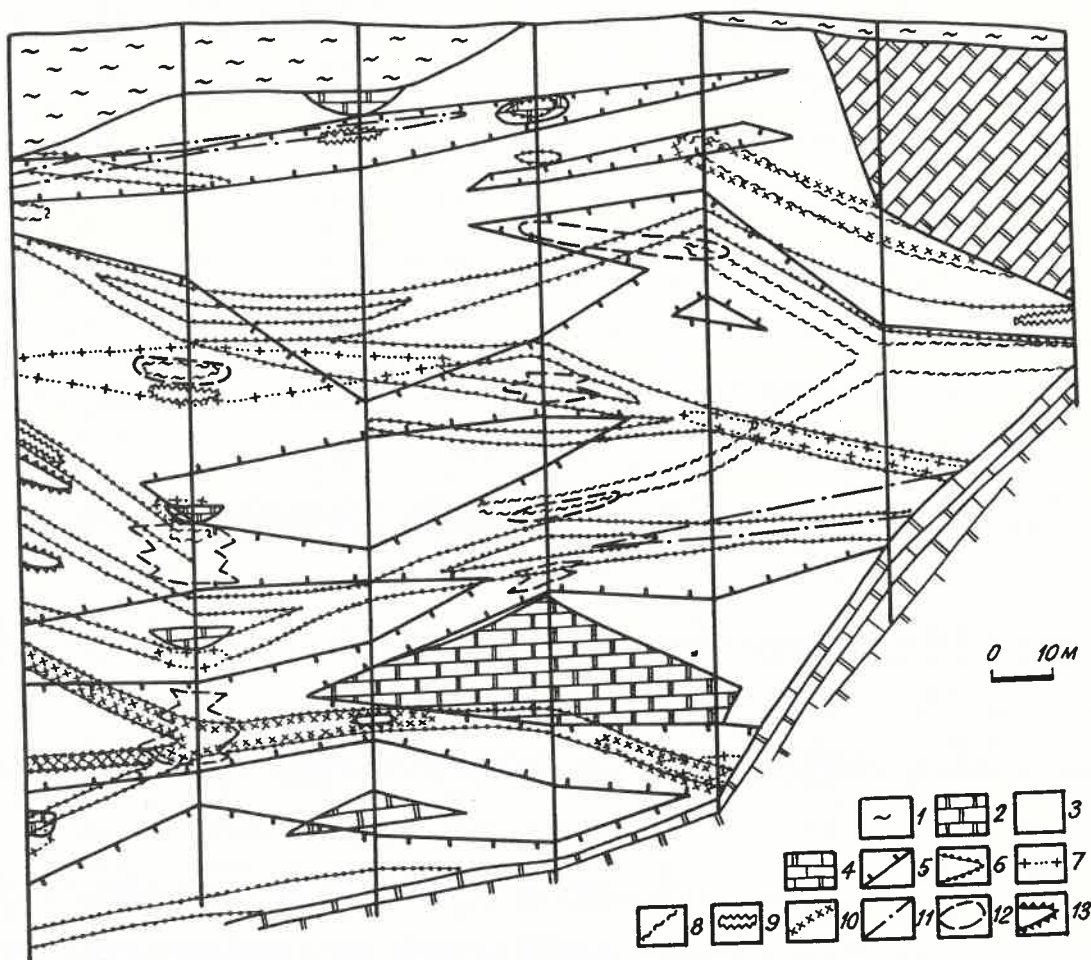


Рис. 1. Пространственное изменение минерального состава руд по профилю РЛ-16,5 Верхотуровского месторождения магнезита:

1 — обломки глинистых сланцев, доломитов, магнезитов, связанные глиной; 2 — доломит; 3 — магнезит; 4 — известковый доломит; зоны: 5 — оталькования, 6 — пиритизации, 7 — доломитизации, 8 — бруситизации, 9 — кальцитизации, 10 — лимонитизации, 11 — серпентинизации, 12 — хлоритизации, 13 — окварцевания

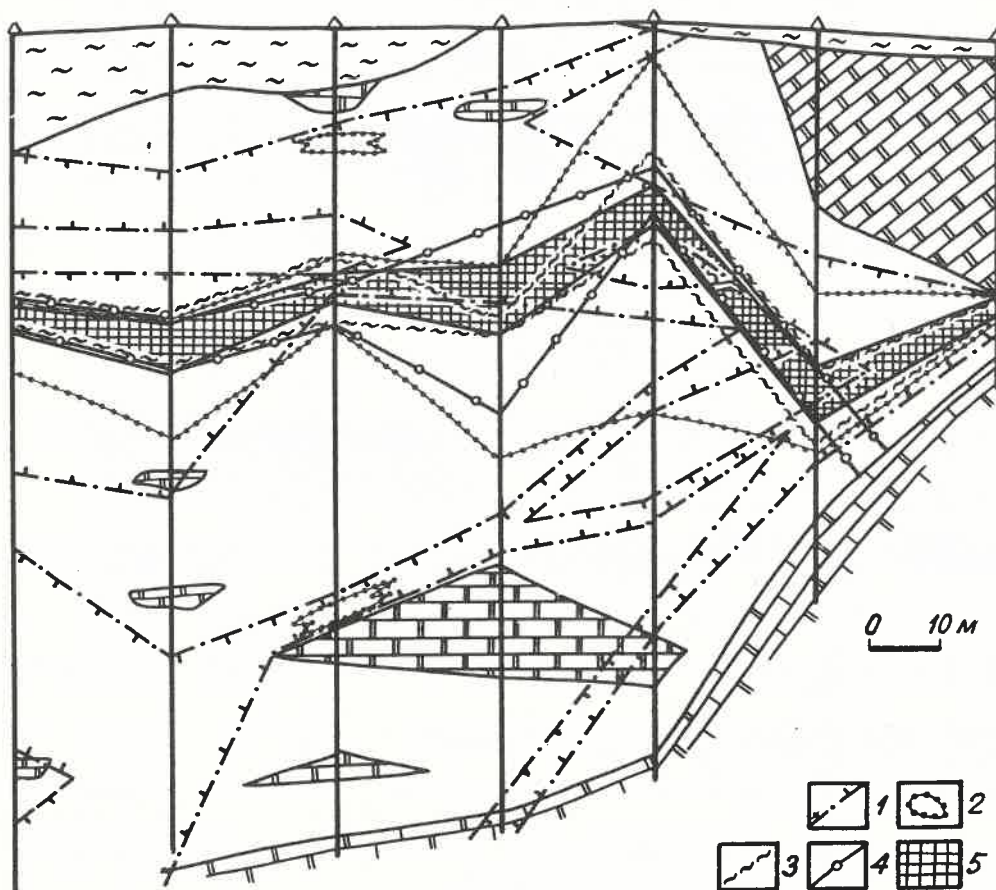


Рис. 2. Корреляция минералого-петрографических, химических и ЭПР-признаков по профилю РЛ-16,5 Верхотуровского месторождения магнезита:

области: 1 — дробления зерен по наблюдениям в шлифах, 2 — выщелачивания Mg из магнезита, по данным ЭПР, 3 — развития  $\min Y$  (Mst) и  $\max Y$  (Del), 4 — уменьшения MgO от 47 до 34 %, увеличения CaO от 1 до 15 %; 5 — зона некондиционных магнезитовых руд (выделена по наложению областей 5 — 8); обозначения литологии см. рис. 1

партаментом металлургии в 1990 г., которыми лимитируются основные и вредные для технологии компоненты магнезитовых руд (таблица).

С учетом технических условий на основе детального минералогического анализа по количественному соотношению главных компонентов и пределам допустимых значений компонентов-примесей сделана попытка выделения технологических типов магнезитовых руд и их пространственной геометризации.

При проведении исследований была использована методика малообъемного минералого-технологического картирования (по А. И. Гинзбургу и др.), опробованная на различных типах рудных месторождений и показавшая хорошую сходимость полученных данных с подобными результатами обогащенности, выявленными на обычных лабораторных пробах.

В основу предварительной оценки качества

магнезитов были положены минералого-петрографические методы исследования вещества, а использование данных, полученных различными тонкими методами (ЭПР, ИКС, ЯГР, рентгеноструктурный анализ и др.) в корреляционных схемах, позволило существенно повысить информативность и достоверность результатов. При минералого-петрографическом изучении выделено два минералого-петрографических типа магнезитовых руд, характерных для Верхотуровского месторождения: чистых и содержащих минералы-примеси в значительных количествах.

В процессе исследований особое внимание уделялось изучению минералов-примесей, которые влияют на качество сырья. Были выделены две группы минералов по степени влияния на качество руд, возможному поведению при обогащении, генезису и т. д.

При анализе пространственного распре-

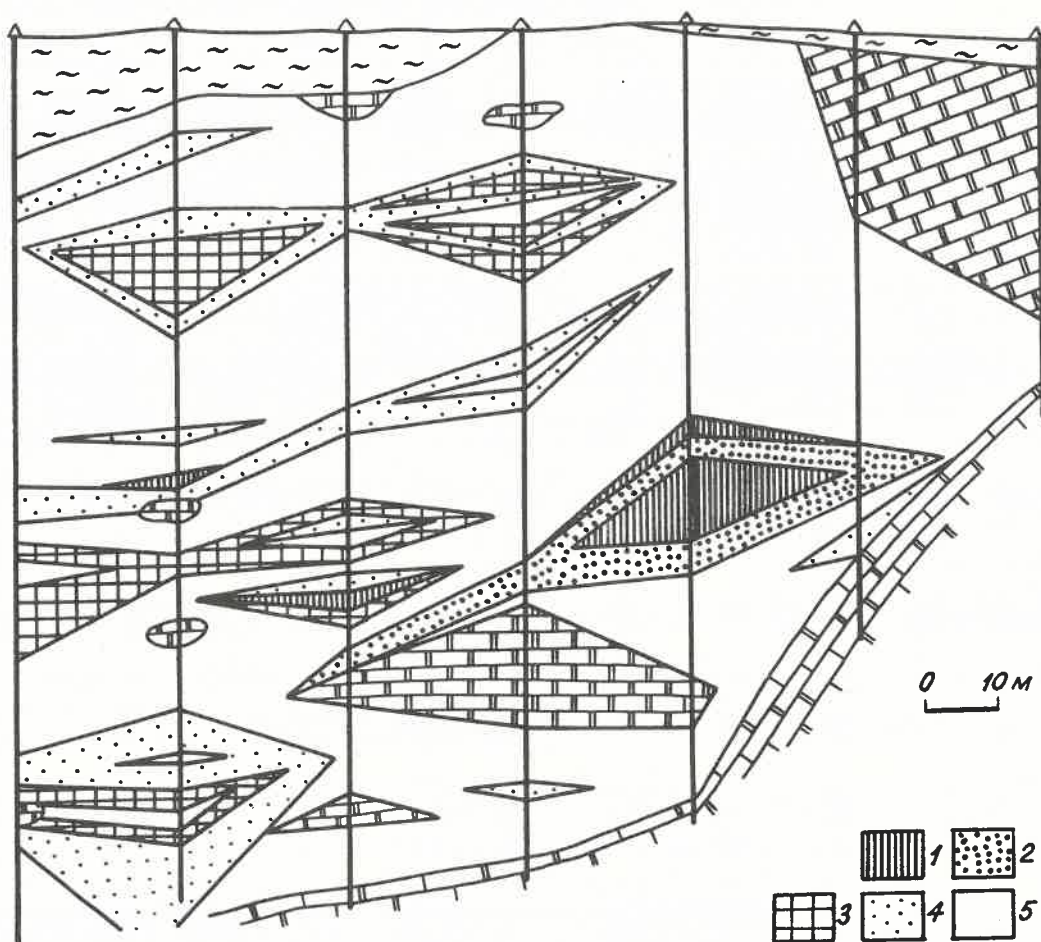


Рис. 3. Пространственное распределение высококачественных сортов магнезитов по профилю РЛ-16,5 Верхотурского месторождения:

сорта магнезитовых руд для производства: электротехнического периклаза (1 — I, 2 — II), огнеупоров (3 — I, 4 — II); 5 — магнезит, не соответствующий данным техническим условиям (ТУ) Департамента металлургии, но пригодный для производства огнеупоров по ТУ комбината «Магнезит»; обозначения литологии см. рис. 1

ления минералов-примесей в рудной толще по профилю РЛ-16, 5 Центрального участка месторождения установлено, что для примесных минералов первой группы характерно преимущественно линейное распределение. Такое же распределение отмечено и для ранее выделенных минералого-петрографических типов магнезитовых руд. При пространственной их корреляции наблюдается как бы чередование «чистых» магнезитов (I минералого-петрографический тип) с горизонтами магнезитов, обогащенных примесными минералами первой группы, ухудшающими технологические показатели сырья (II минералого-петрографический тип). Минералы-примеси второй группы, являясь «вредными» для технологии, накладываются на выделенные минералого-петрографические типы руд, еще более понижая их качество (рис. 1).

Геометризация выделенных технологиче-

ских типов и сортов магнезитовых руд существенно упрощается с применением метода ЭПР. Нестабильность в поведении основных породообразующих компонентов ( $MgO$ ,  $CaO$ ) как по простиранию, так и падению продуктивной толщи, определяемую этим методом, можно использовать для пространственной локализации типов руд, т. е. выделяемые в рудной толще зоны или блоки характеризуются различными ЭПР-параметрами. В результате их сопоставления с геологическими данными, результатами минералого-петрографических исследований химическими анализами проб, выделилась зона магнезитов с наибольшим количеством примесей и наиболее изменчивым составом (рис. 2), являющихся некондиционными. Отбраковка таких руд в процессе минералого-технологического картирования сужает область поиска высококачественных руд.

Проведенный комплексный анализ позво-

лит предварительно оценить качество магнетитовых руд с выделением различных сортов по установленным требованиям промышленности с последующей их геометризацией на определенных пространственных интервалах (рис. 3).

Таким образом, для предварительной оценки качества и выделения сортов магнетитовых руд на конкретных месторождениях по современным, более жестким требованиям промышленности необходимо наряду с изучением поведения главных породобразующих компонентов провести детальные исследования минеральных новообразований с выделением среди них отдельных групп минералов-примесей, влияющих (или не влияющих) на качество магнетитового сырья. Значительный эффект при решении этой задачи достигается в процессе изучения карбонатов методом ЭПР, который может использоваться не только для расчленения и идентификации минеральных фаз, но и, в зависимости от детальности опробования, для установления пространственной локализации выделяемых типов руд. Отмеченное изменение концентрации  $Mg^{2+}$  как в вертикальном разрезе, так и по простиранию пород, позволяет выделять зоны или блоки, характеризующиеся различными ЭПР-параметрами, по которым можно судить о степени измененности магнетитовых руд. При решении задачи привлекает внимание экспрессность метода ЭПР, позволяющего за одну рабочую смену проанализи-

ровать 50—70 проб с проведением фазового минералогического анализа на доломит, магнетит, кварц и пирит и экспрессным определением промышленных сортов руд. При наличии полевых ЭПР-спектрографов уже на ранних стадиях геологоразведочных работ появляется возможность достаточно быстро определиться с пригодностью руд в тех или иных областях потребления. Предварительное выделение промышленных сортов руд и их геометризация будут способствовать более целенаправленному решению технологических вопросов и ускоренному определению промышленного значения месторождений магнезиального сырья.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов Г. И. Магнезиальные высокоогнеупорные изделия для сталеплавильного производства. *Высокомагнезиальное минеральное сырье*. М., 1991. С. 311—317.
2. Блоха Н. Т., Строганова Л. И. Сырьевые ресурсы магнезиального сырья и задачи геологоразведочных работ. *Высокомагнезиальное минеральное сырье*. М., 1991. С. 10—16.
3. Каторгин Г. М. Сырьевые ресурсы производства магнезиальных огнеупоров в СССР и перспективы их использования. *Высокомагнезиальное минеральное сырье*. М., 1991. С. 307—310.
4. *Предполагаемые пути развития сырьевой базы для производства оксида магния*/Е. А. Тихомиров, И. В. Андрущенко, Т. Н. Якименко и др. *Огнеупоры*. 1991, N 10. С. 22—25.

Принято редколлегией 27 сентября 1993 г.

## Стратиграфия и палеогеография

УДК 551.72/.732 (571. 56)

© М. А. Минаева, 1994

### Тектоно-стратиграфические аномалии в стратотипических отложениях венд-кембрийского времени Эбеляхского района Прианабарья

М. А. МИНАЕВА (ВСЕГЕИ)

Изучение керна глубоких скважин, пробуренных на территории Эбеляхского района Восточного Прианабарья, позволило выявить в венд-кембрийском осадочном чехле платформы необычную последовательность напластований, которая отличается от стратотипической. Известно, что для рассматриваемой местности характерен устойчивый во времени и пространстве комплекс слоев карбонатных пород двух типов разрезов кембрия [5, 9, 14 и др.]. Один из них — известняковый, относится к морской Юдо-

мо-Оленекской области, другой — доломитовый, фиксируется в переходной Анабаро-Синской фациальной области. Для известнякового типа разреза разработана детальная стратиграфическая схема [5, 12, 14]. Доломитовый тип представлен образованиями карбонатной банки анабарской свиты. В его состав включены сочетания доломитовых пород, характеризующих ряд определенных обстановок их формирования [7, 8].

Значительными отличиями от стратотипических обладают разрезы, вскрытые глу-

бокими скважинами 2, 3г и 5. Наиболее резкие изменения в составе и строении отдельных групп слоев наблюдаются в интервале распространения куонамской свиты и пограничных с ней оленекской и эмяксинской свит (рис. 1, 2).

Стратотип (эталон) куонамской свиты находится в обнажениях бассейна рек Большая и Малая Куонамка [12, 13]. Характерной особенностью ее состава является преобладание карбонатных пород, обогащенных органическим веществом. Наиболее насыщены так называемыми «горючими сланцами» низы свиты. Основание и кровля свиты четко отграничены от других стратиграфических единиц благодаря маркирующим слоям. На северо-востоке Сибирской платформы куонамская свита повсеместно перекрывается джелиндинским горизонтом оленекской свиты, а подстилается ухумурским горизонтом эмяксинской свиты. Указанное сочетание — хороший маркер для разрезов известнякового типа. Отложения куонамской свиты, сходные с ее типовыми разрезами, вскрыты скв. 1 (5), пройденной на окраине поля развития известняков вблизи пос. Эбелях (см. рис. 1). В скважинах 3г (р. Биллях), 5 (район р. Чимара), 2 (участок Орто) установлены отличающиеся от стратотипического чередования горных пород в стратотипе куонамской свиты. Здесь в отличие от типовых разрезов наряду с типоморфными карбонатами присутствуют, а иногда резко преобладают пестрые (красно-коричневые и зеленовато-серые) известняки, глинистые известняки и известково-мергелистые породы. До настоящего времени на территории морской Юдомо-Оленекской фациальной области в пределах куонамской свиты подобные породы никогда не встречались.

Изучение отложений, пройденных скважинами 3г, 2 и 5, показало широкое проявление в них трещиноватости и дробления пород, вплоть до образования тектонических брекчий. В зонах дробления повсеместно наблюдаются новообразования пирита и кальцита, зеркала скольжения. Отмечаются также нарушения согласного залегания прослоек мергелей и кальцитовых прожилков. Последние нередко имеют пloyчатую текстуру. В эталонных стратиграфических разрезах постседиментационные тектонические нарушения отсутствуют или проявляются в гораздо меньших масштабах. Установленные признаки тектонической переработки венд-кембрийских отложений из скважин позволяют утверждать, что появление комплексов слоев, отличающихся от типовых разрезов, обусловлено действием тектонических процессов, а не фациальными изменениями. Локальные изменения со-

става и последовательности чередования отдельных стратонов в стратотипической местности венд-кембрийских отложений, вызванные тектоническими причинами, предлагается называть тектоно-стратиграфическими аномалиями. Далее, при описании разрезов скважин, эти уровни приводятся в качестве нерасчлененных отложений, что находится в соответствии с методикой геологосъемочных и поисковых работ.

Довольно резко от типового разреза кембрия отличается литологическая колонка керна скв. 3г, пробуренной в поле напряжений крупного разрыва, известного под названием Аномальный (или Кембрийский). Скважина остановлена на глубине 689 м в доломитах старореченской свиты венда, вскрытая мощность которой составляет здесь 12 м. Выше по ее разрезу прослежены свиты в следующем порядке: манькайская, эмяксинская, нерасчлененные отложения эмяксинской и куонамской свит, анабарская.

Манькайская свита (глубина 634,1—667 м) в нижней части (3 м) представлена доломитами песчанистыми до песчаных, чередующимися с песчаниками кварцевыми глауконитсодержащими. На глубине 665,5—665,68 м встречены *Anabarites trisulcatus* M i s s ., *A. tripartitus* M i s s ., редкие ядра *Angustiocherra rara* F e d o r o v ., *Cambrotubulus* cf. *elecuvatus* M i s s ., характерные для зоны *Anabaraspis trisulcatus* (определения А. К. Валькова). Средняя часть свиты (654,1—664 м) сложена известняками песчанистыми, заключающими прослойки песчаников. Верх свиты представлены кварцевыми песчаниками и гравелитами, содержащими прослойки мергелей. Мощность свиты 32,9 м.

Эмяксинская свита (514,1—634,1 м) характеризуется чередованием известняков глинистых и мергелей красно-коричневых и зеленовато-серых с известняками розовато- и красновато-серыми, в которых нередко встречаются скопления обломков окаменелостей. Породы трещиноваты, наблюдаются также отдельные зоны дробления. В ряде случаев пloyчатые прослойки мергелей и прожилков кальцита разорваны и смещены вдоль горизонтальных или диагональных плоскостей скольжения. Мощность свиты 120,6 м.

Нерасчлененные отложения эмяксинской и куонамской свит (449,1—514,1 м) представлены преимущественно красноцветными и зеленоцветными глинисто-карбонатными породами, заключающими единичные маломощные (0,2 м) прослои «горючих сланцев». В известняках на глубине 513,95 м собраны трилобиты *Pagetiellus pervulgatus* L a z ., *P. porrectus* L a z ., *P. lenaicus*



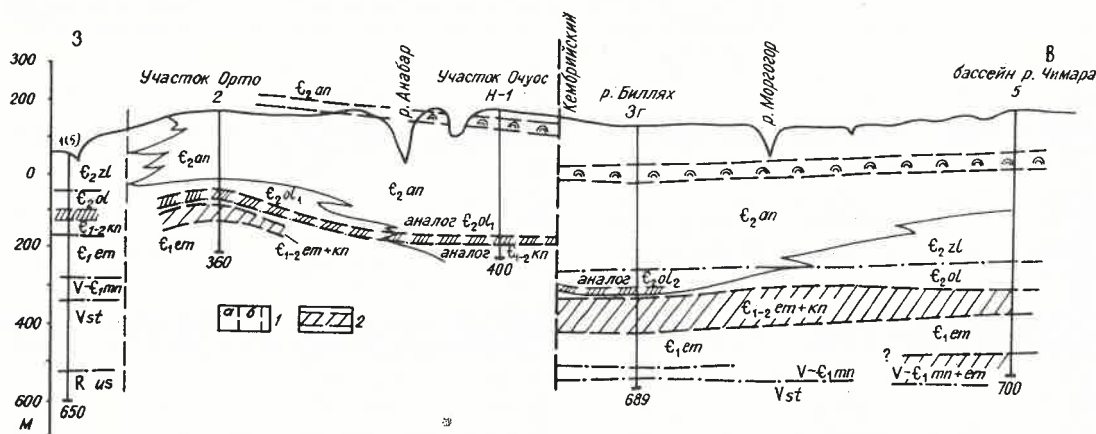


Рис. 2. Схематический разрез по линии р. Анабар — бассейн р. Чимара:

1 — разрывы (а — установленные, б — предполагаемые); 2 — тектоно-стратиграфические аномалии; остальные усл. обозн. см. рис. 1

(Т о l l.), *Olenellidae*, беззамковые брахиоподы, колпачковые гастроподы. На глубине 512,5 м обнаружены *Pagetiellus porrectus* L a z., *P. sp.*, обломки крупных *Olenellidae* и беззамковых брахиопод. По заключению Ю. Я. Шабанова, определявшего коллекцию трилобитов, данные формы характерны для верхов атдабанского горизонта нижнего кембрия. Трилобиты найдены также на глубинах: 511,7 м — *Pagetiellus lenaicus* (Т о l l.), *P. pervulgatus* L a z., *P. porrectus* L a z., *Hebediscus* aff. *attleboroensis* (S h a l e r et F o e r g e), *Bergeroniellus* sp. и беззамковые брахиоподы; 511,55 м — *Bergeroniellus* aff. *micracciformis* S u v; 510,1 м — *Bergeroniellus* sp. и беззамковые брахиоподы. Ю. Я. Шабанов относит эти формы к ботомскому (низы) ярусу нижнего кембрия. Отмечаются дробление горных пород, их интенсивная трещиноватость; на стенках трещин наблюдаются скопления пирита и пленочные образования кальцита. Общая мощность приведенного интервала отложений 65,4 м.

Анабарская свита (5—449, 1 м) подразделяется на восемь пачек. В ее основании прослеживаются зоны дробления и брекчирования доломитов. Обломки доломитов неправильной и прямоугольной формы, иногда слегка сплюснены, скреплены глинисто-карбонатным материалом, пигментированным оксидами железа. В интервале 371—449, 1 м преобладают доломиты в разной степени глинистые, заключающие прослои доломитов массивных неравномерно-зернистых. В низах интервала залегают доломиты с пустотами щелевидной и розетковидной формы, которые сходны с конфигурацией вкрапленников барита в известняках джеллиндинского горизонта оленекской свиты.

Анализ кривой гамма-каротажа позволил Е. Н. Пелецкой (устное сообщение) выделить в низах анабарской свиты аналоги оленекской свиты и ее маркирующего джеллиндинского горизонта. Сделанный ею вывод подтверждается результатами литологического анализа. Мощность этой части разреза свиты 78,1 м. Выше по разрезу (5—371 м) отмечается чередование пачек доломитов массивных неравномерно-зернистых, содержащих реликты пелитоморфного доломита в виде сгустков и ооидов, с доломитами глинистыми слабоалевритистыми. В интервале 105—134 м имеется пачка доломитов водорослевых (строматолитового типа), представляющая хороший маркер в верхах анабарской свиты на территории Эбеляхского района. Отложения данного интервала мощностью 366 м отнесены к аналогам зеленоцветной свиты разрезов известнякового типа. Вскрытая мощность анабарской свиты 445,1 м.

Скважина 3г пройдена в поле напряжений крупного разрыва. Это обстоятельство объясняет широкое распространение тектонических брекчий во вскрытом ею стратиграфическом разрезе. Высокой степенью тектонической переработки горных пород объясняется также наличие лишь единичных и маломощных (0,2 м) прослоев «горючих сланцев» в нерасчлененных отложениях эмяксинской и куонамской свит. Здесь отсутствуют и другие маркирующие слои, которые типичны для стратотипической местности. На глубине 511,7 м отмечается совместное нахождение трилобитов рода *Hebediscus*, являющихся руководящими формами ухумунского горизонта в кровле атдабанского яруса, и трилобитов рода *Bergeroniellus*, характерных для бороулахского го-

ризонта низов ботомского яруса. В типовых разрезах пограничных отложений эмьяксинской и куонамской свит эти формы совместно не встречены.

В 40 км юго-западнее скв. 3г на окраине поля распространения доломитов скважиной 2 вскрыты снизу вверх эмьяксинская свита, нерасчлененные отложения эмьяксинской и куонамской свит, оленекская и анабарская свиты.

Эмьяксинская свита (272,5—360 м) сложена преимущественно красно-коричневыми, реже зелено-серыми и пестрыми по окраске глинистыми известняками, содержащими прослой светло-серых известняков с вкрапленностью глауконита. Горные породы трещиноваты с наложенной минерализацией кальцита, в отдельных участках — брекчированы. Вскрытая мощность свиты 87,5 м.

В основании нерасчлененных отложений эмьяксинской и куонамской свит (209—272,5 м) фиксируется прослой (6,7 м) темно-серых до черных «горючих сланцев», содержащих трилобиты *Pagetiellus ultimus* L a z ., *P. lenaicus* (T o l l .), *Bergeroniellus* aff. *expansus* (L e r m .), *B. sp.* и беззамковые брахиоподы ботомского яруса нижнего кембрия. Выше в интервале 225,5—265, 8 м наблюдается чередование известняково-мергельных пород красно-коричневых до зеленовато-серых и подчиненных им известняков серых и светло-серых. На глубине 228,75 м в известняках серых найдены трилобиты *Pagetiella ferox* L e r m ., *Dolichometopus perfidialis* G e g o r ., *Amphoton* sp., принадлежащие к зоне Koumamkites амгинского яруса среднего кембрия. Горные породы трещиноваты, кальцитизированы. В интервале 250,5—260 м известняково-мергелистых пород отмечаются брекчии дробления. На глубине 214,5—220 м в разрезе преобладают известняки коричнево-серые, неравномерно глинистые, обогащенные органическим веществом. В них на глубине 219 м найдены трилобиты *Triplagnostus gibbus* (L i n r s ), *Tr. anabarensis* L e r m ., *Ptychopariidae*, относящиеся к зоне *Triplagnostus gibbus* амгинского яруса среднего кембрия.

В кровле рассматриваемого интервала присутствуют (снизу вверх) известняки светло-серые с псевдоморфозами кальцита по вкрапленникам раннедиагенетических сульфатов и известняки коричнево-серые глинистые, обогащенные органическим веществом, содержащие трилобиты *Tomagnostus sibiricus* P o k r . et G e g o r ., *Triplagnostus contortus* P o k r . et G e g o r ., *Tr. pictinatus* P o k r . et G e g o r ., характерные для низов зоны *Tomagnostus fissus* — *Paradoxides sacheri* амгинского яруса среднего кембрия.

Светло-серые известняки сходны с известняками, слагающими малокуонамский маркирующий горизонт, а коричнево-серые напоминают породы маспакыйского горизонта. Эти горизонты повсеместно прослеживаются в стратотипической местности в кровле куонамской свиты. Общая мощность нерасчлененных отложений эмьяксинской и куонамской свит 63,5 м.

Оленекская свита (181,6—209 м) в основании представлена известняками светло-серыми с псевдоморфозами и пустотами их выщелачивания по призматическим кристаллам сульфатов (барита, целестина?). Выше наблюдаются известняки неравномерно глинистые хрупкие, в настоящее время сильно выветрелые, легко рассыпающиеся. Мощность отложений 27,4 м.

Анабарская свита (0—181,6 м) в основании содержит прослой (1,5 м) хрупкой выветрелой карбонатной породы, по данным спектрального анализа содержащей ниобий, цирконий, редкие земли, а также другие более распространенные элементы. В составе свиты преобладают доломиты светло-серые массивные, кавернозные, за исключением нижних 23,6 м, где развиты доломиты глинистые (до мергелей), и интервала 75,5—97, 8 м, представленного доломитами желтовато-светло-серыми микроволнисто- и горизонтально-слоистыми водорослевыми. Вскрытая мощность свиты 181,6 м.

В отличие от рассмотренного выше разреза скв. 3г в скважине 2 типоморфные породы куонамской свиты более многочисленные и слагают верхние 32 м и нижние 10 м интервала нерасчлененных отложений эмьяксинской и куонамской свит. Кроме того, в кровле интервала нерасчлененных отложений прослеживаются малокуонамский и маспакыйский маркирующие горизонты стратотипа куонамской свиты. Совместно с перекрывающими их породами джелиндинского горизонта вышележащей оленекской свиты они позволяют довольно точно устанавливать в скв. 2 принадлежность подошвы анабарской свиты к середине оленекского горизонта майского яруса среднего кембрия.

Глубокой скв. 5, пробуренной в бассейне р. Чымара (левый приток р. Уджа), снизу вверх вскрыты следующие породы.

Нерасчлененные отложения манькайской и эмьяксинской свит (639,5—700 м) в нижней части представлены чередованием известняков зеленовато-серых и красно-коричневых глинистых (до мергелей) с подчиненными им прослоями доломитов известковых. В отдельных интервалах известняки переполнены обломками окаменелостей (хиолиты, известковые водоросли) и содержат вкрапленность глауконита. Породы с многочисленными зеркалами скольжения, трещи-

новаты, кальцитизированы. Верхние 23,2 м рассматриваемого интервала сложены разрушенными до щебенки красно-коричневыми и зелено-серыми мергелями, заключающими желваки известняков. Мощность данного интервала 60,5 м.

Эмяксинская свита (548—639, 5 м) сложена в нижней части (3,4 м) известняками светло-серыми с вкрапленностью глауконита и трубочками ангустиокренд. Выше широко развиты типоморфные породы свиты — известняки в разной степени глинистые красно-коричневые в отдельных прослойках (участках) со скоплениями обломков известковых водорослей и других окаменелостей. Породы содержат многочисленные зеркала скольжения, трещиноваты, брекчированы, с прожилками и скоплениями гнездовидного кальцита. На глубине 557—558, 2 м имеется прослой «горючих сланцев». В верхних 8 м известняки светло-серые слабоглинистые, с обломками окаменелостей плохой сохранности, среди которых определен трилобит *Pagetiellus lenaicus* (T o l l.) верхних слоев атдабанского яруса нижнего кембрия. Мощность свиты 91,5 м.

Нерасчлененные отложения эмяксинской и куонамской свит (479,2—548 м) в нижних 11,9 м представлены неравномерно чередующимися известняками коричнево-серыми до серых, содержащими обломки окаменелостей, «горючими сланцами» и известняками глинистыми (до мергелей). Здесь найдены трилобиты *Pagetiellus lenaicus* (T o l l.), *P. pervulgatus* L a z., *Iudomella* sp., *Bergeroniellus spinosus* L e r m., *B. aff. gurari* S u v., *B. aff. lermontovae* S u v., *Elipsoscephallidae* и беззамковые брахиоподы, характерные для ботомского яруса нижнего кембрия. Далее на протяжении 12,1 м наблюдается чередование «горючих сланцев» с известняками светло-серыми и зеленовато-серыми глинистыми до мергелей. Породы разбиты трещинами, залеченными кальцитом, брекчированы; в них отмечаются зеркала скольжения. Собраны трилобиты *Lermontovia elegans* L a z., *L. sp.*, *Pagetiellus lenaicus* (T o l l.), *P. ultimus*, *P. sp.*, *Neopagetina* sp., *Bergeroniellus expansus* (L e r m.), *B. bellus* G e g o r., *Paramicmacca siberica* L e r m.

В интервале 502,2—524 м преобладают красно-коричневые, зелено-серые и пестрые по окраске глинистые известняки. Все они разрушены до щебенки и содержат обломки известняков светло-серых, заключающих трилобиты. В шлифах отмечается плейчатая текстура прожилков кальцита, характерная для пород, испытавших сдвиговые деформации. Собраны трилобиты *Lermontovia* cf. *elegans* L a z., *Paramicmacca petropavlovskii* S u v. Возраст отложений на глубине

502,2—536, 1 м определен Ю. Я. Шабановым как тойонский ярус нижнего кембрия. Выше на протяжении 14,1 м отмечается двукратное чередование известняков светло-серых и известняков красно-коричневых глинистых с многочисленными зеркалами скольжения. На глубине 492,8 м встречены трилобиты *Chondragraulos minussensis* L e r m., *Dolichometopus* cf. *perfidelis* G e g o r., *Pagetia ferox* L e r m., отнесенные Ю. Я. Шабановым с некоторой долей вероятности к наиболее древним слоям среднего кембрия — зоне Огустосара.

В интервале 486,8—488 м керн разрушен и представлен чередованием мелких обломков, среди которых обнаружены «горючие сланцы», зелено-серые мергели, светло-серые и коричневатые известняки, содержащие трилобиты *Pagetia ferox* L e r m., *Chilometopus suvorovae* T o m a s c h - p o l s k a y a, *Dolichometopus perfidelis* G e g o r., характерные для зоны Конамкитес амгинского яруса среднего кембрия. Выше прослеживаются известняки светло-серые, местами с обильной вкрапленностью глауконита и обломками окаменелостей. В кровле зафиксирован прослой (0,6 м) известняков коричнево-серых с многочисленными находками трилобитов, среди которых определены *Triplagnostus gibbus* (L i n r s.), *T. ex. gr. gibbus* (L i n r s.), *Tomagnostus sibiricus* P o k r. et G e g o r., *Peronopsis fallax* (L i n r s.), *F. scutalis* (S a l t e r. et H i c k s.), *Chondranomocare* sp., *Solepleura lenaica* L e r m., *Pagetiidae*. В подстилающих прослой известняках собраны трилобиты *Anomocaridae*. Возраст отложений в интервале 479,2—486, 6 м определяется как зона *Triplagnostus gibbus* амгинского яруса среднего кембрия. Мощность нерасчлененных образований эмяксинской и куонамской свит 68,8 м.

Оленекская свита (407—479, 2 м) в нижних 9,2 м сложена известняками красно-коричневыми и светло-серыми до розовато- и зеленовато-серых. Имеются вкрапления кальцита пойкилобластовой структуры. Собраны трилобиты *Agnostidae* (обломки), *Solenopleura* sp., *Corynexochus* sp., *Anomocaridae*, характерные как для зоны *Tomagnostus fissus* — *Paradoxides sacheri* амгинского яруса, так и для зоны *Corynexochus perforatus* — *Anopolenus henrici* майского яруса среднего кембрия. Е. Н. Пелецкая (устное сообщение) в интервале 470—480 м выделяет по данным гамма-каротажа отложения джелиндинского горизонта, повсеместно присутствующего в стратотипических разрезах оленекской свиты. Следует отметить, что широкое распро-

странение красноцветных известняков в данном интервале изучаемого разреза не свойственно отложениям этого горизонта в типовых разрезах. Выше в разрезе свиты прослеживаются преимущественно красно-коричневые глинистые известняки, заключающие прослои известняков светло-серых. На глубине 417,9 м найдены трилобиты *Anomocarioides novus* N.

Т ш е р н ., *Phalacroma glandiforme* (А п г .), *Solenopleura lenaica* L е р м ., *Corynexochus* cf. *perforatus* L е р м ., *Linguagnostus* sp., принадлежащие к нижней половине майского яруса среднего кембрия. Мощность свиты 67,5 м.

Зеленоцветная свита (252,8—407 м) представлена неравномерным чередованием известняков в разной степени глинистых и известняков светло-серых пелитоморфных. Породы нередко трещиноваты, со скоплениями пирита на стенках трещин. Отмечаются деформация и нарушения сплошности отдельных прожилков кальцита. Тектонические текстуры в этих случаях относятся к пльчатно-прожилковому типу. Встречены единичные трилобиты *Linguagnostus* sp., *Phalacroma* sp., а также неопределимые остатки трилобитов и беззамковые брахиоподы. Мощность свиты 154,2 м.

Анабарская свита (28,8—252,8 м) в нижних частях разреза представлена доломитами желтовато-серыми до светло-желтых мучнистыми (глинистыми). Породы трещиноваты, в разной степени брекчированы, а местами превращены в брекчии дробления. Выше прослеживается чередование доломитов неравномерно глинистых с доломитами массивными кавернозными. В отдельных интервалах имеются прослои доломитов оолитно-оолитовых и доломитов с реликтовым обломочным строением. На глубине 118,8—141,7 м присутствует пачка доломитов микрослоистых водорослевых, сходная с маркирующей пачкой доломитов строматолитовых в скв. 3г и др. Мощность свиты 224 м.

В целом скв. 5 вскрыт разрез, довольно резко отличающийся от разрезов скважин 3г и 2. В низах разреза на глубине 548—700 м широко развиты красноцветные известняки, переполненные в отдельных участках обломками известковых водорослей и других окаменелостей. Они являются типичными породами эмяксинской свиты. Среди них отсутствуют песчаники и песчаные известняки — типоморфные породы для верхов манькайской свиты ее типовых разрезов. Это исключает выделение в интервале 619—700 м отложений манькайской свиты, предлагаемое Е. Н. Пелецкой (устное сообщение), по данным гамма-каротажа.

В скв. 5 также фиксируется чередование красноцветных глинистых известняков с

темноцветными битуминозными породами куонамской свиты. Трилобиты, собранные в этих отложениях, не позволяют отнести их к определенным биостратиграфическим зонам, что характерно для типовых разрезов куонамской свиты. Судя по определению трилобитов, проведенному Ю. Я. Шабановым, в рассматриваемом интервале (479,2—548 м) общая временная последовательность, свойственная отложениям куонамской свиты, сохраняется. Однако в данном разрезе не установлено ни одного из ее маркирующих горизонтов (бороулахского — в основании, малокуонамского и маспакского — в кровле). Более чем в два раза здесь увеличена мощность отложений той-онского яруса нижнего кембрия по сравнению с типовыми разрезами куонамской свиты. Отсутствие руководящих форм трилобитов зоны *Orictocara* среди пестроцветных известняково-мергельных пород не позволяет относить их к данной зоне. Необходимы дополнительные исследования этого разреза специалистами палеонтологами. В скв. 5 не встречены такие типоморфные породы джелиндинского горизонта оленекской свиты, как известняки с минерализацией барита или с псевдоморфозами кальцита по бариту. В отличие от типовых разрезов на этом уровне широко распространены красноцветные известняки. Кроме того, найденные здесь трилобиты наряду с формами, принадлежащими к зоне *Tomagnostus fissus* — *Paradoxides sacheri* амгинского яруса, содержат формы зоны *Corynexochus perforatus* — *Anopolenus henrici* майского яруса среднего кембрия, неизвестные в стратотипической местности джелиндинского горизонта.

Итак, в стратотипической местности венд-кембрийских отложений Эбеляхского района на отдельных стратиграфических уровнях установлены комплексы слоев, отличные от латерально эквивалентных им стратонев. Наиболее четко отличия от типовых разрезов проявлены в интервале распространения легко узнаваемого репера, представленного известняками джелиндинского горизонта оленекской свиты и битуминозными породами куонамской свиты.

В последнее время ряд специалистов относят к устаревшим представления о платформах как областях тектонического покоя, испытавших не более одной—двух активизаций [4 и др.]. Напомним, что традиционно в осадочном чехле платформы главным типом тектонических движений считаются вертикальные перемещения разномасштабных блоков. Первым на наличие глобальной сдвиговой зоны на северо-востоке Сибирской платформы указал П. С. Воронов [1]. В дальнейшем внимание геологов Сибири все более акцентировалось на связи ряда

геологических процессов с наличием в земной коре глубинных разрывов, длительно развивавшихся как сдвиговые зоны [4, 6 и др.]. С зонами сдвиговой деформации исследователи связывают кимберлитовый магматизм [1, 2, 6, 15 и др.], а именно, сопоставляя длинные оси кимберлитовых интрузий с направлением кулисообразно расположенных трещин отрыва, они отмечают совпадение и тех, и других со сдвигами, ориентированными поперек главного направления сдвиговой зоны [2, 6]. Наиболее активными поперечными сдвигами А. А. Межвилк [6] объясняет широкое проявление в осадочном чехле трещиноватости и различных складчатых деформаций. Необходимость использования тектонических текстур малых форм для диагностики и характеристики более крупных деформаций сдвига на платформах давно и настоятельно рекомендуется Л. М. Плотниковым [10, 11].

При наличии сдвиговых напряжений внутрипластовые перемещения наиболее легко реализуются вдоль битуминозных или глинистых пород. При этом более хрупкие вмещающие их породы перемещаются вдоль горизонтальных или слабонаклонных (диагональных) плоскостей эллипсоида деформаций. Кроме того, прилегающие к пластичным глинистым и битуминозным слоям породы в приконтактных зонах подвергаются хрупким деформациям (трещиноватость, дробление). В зависимости от амплитуды горизонтальных перемещений разнопластичные породы часто оказываются разлинзованными, разорванными. Морфология тектонических смещений, обусловивших выпадение отдельных комплексов слоев, не вполне ясна. Особенно трудно решить вопрос, используя материал, полученный при бурении единичных скважин. В разрезах венд-кембрийских отложений Эбеляхского района выявлены уровни распространения битуминозных, существенно глинистых или сульфатоносных отложений. Выше отмечалось, что для каждого из этих уровней установлены локальные изменения состава отложений или их мощности. В условиях сдвиговых напряжений вдоль указанных уровней в результате неравномерных перемещений могут частично или полностью исчезать отложения одного типа пород и заполняться места разрыва породами соседних уровней. Этим объясняется, по мнению автора, появление красноцветных известняков среди битуминозных отложений куонамской свиты. Известно, что средняя часть куонамской свиты сложена в основном известняками, в то время как в низах и верхах свиты наиболее широко развиты битуминозные породы [5, 14 и др.]. Это обстоятельство позволяет полагать, что при реализации напряжений в данном интервале разреза из двух

различных по физико-механическим свойствам пород в первую очередь подвергается горизонтальным перемещениям более жесткая, известняковая, часть свиты, находящаяся среди более податливых битуминозных отложений.

На левобережье р. Анабар в поле распространения доломитов анабарской свиты картированы блоки клиновидной формы, сложенные битуминозными породами куонамской свиты и известняково-мергельными отложениями джахтарской свиты [3]. Отмечается высокая плотность разрывных нарушений в этой части бассейна р. Анабар на участке от устья р. Эбелях до р. Биллях. Нарушения имеют в основном северо-западное, реже северо-восточное простирание. Северо-западной ориентировкой обладают и разломы, ограничивающие тектонически обособленные блоки куонамской и джахтарской свит в поверхностных выходах анабарской свиты. Их выход на поверхность, возможно, связан с принадлежностью этих блоков к зонам наиболее активного проявления разрывов в пределах сдвиговых зон.

Необходимо отметить, что в венд-кембрийских отложениях Эбеляхского района достаточно четко устанавливаются и вертикальные перемещения отдельных блоков. Благодаря наличию в разрезе реперных горизонтов, амплитуда таких движений определяется достаточно точно. Так, нахождение на современной поверхности на разных гипсометрических уровнях маркирующей пачки строматолитовых доломитов в верхах анабарской свиты позволяет считать величину вертикального перемещения отдельных блоков порядка до 100 м (см. рис. 1, 2). Установлено также резко различное гипсометрическое положение нерасчлененных эмяксинской и куонамской свит в различных точках района. Это может свидетельствовать о следующей последовательности тектонических событий. После того, как в результате горизонтальных смещений в условиях сдвиговых деформаций прежде существовавшие отложения горных пород были локально преобразованы в стратиграфически нерасчлененные геологические тела эмяксинской и куонамской свит, произошли более молодые вертикальные перемещения блоков земной коры. В целом все это и обусловило сложный «пятнистый» характер тектоно-стратиграфических аномалий венд-кембрийских отложений Эбеляхского района. К сожалению, отсутствие четкой систематизации разрывов по их кинематическому признаку и генетической природе не позволяет представить достаточно ясную картину процессов деформации и перемещений в отложениях.

В зоне смены доломитов известняками кындинской серии на Западном Прианбарье автору в ряде случаев удалось выде-

лить участки наиболее интенсивного проявления в породах постседиментационных тектонических процессов. В разрезе среднего течения р. Котуй, предлагавшегося в качестве типового разреза кындинской серии [14], были установлены признаки высокой степени нарушенности горных пород, присущие тектоническим структурам типа «битой тарелки» [7]. По р. Арга-Сала значительные тектонические нагрузки в отдельных случаях определили переориентировку обломков в осадочных известняковых конгломератобрекчиях [8]. Крупные региональные разломы, с которыми в Прианабарье связывают появление кембрийских палеогеографических барьеров, неоднократно активизировались в последующей геологической истории района. Предполагается, что долгоживущие разломы, известные в пределах Анабарского щита и прилегающих к нему территорий, проявили себя как активные разломы надвигового характера [6, 15 и др.].

В целом можно предположить, что рассмотренные локальные уровни изменения состава и строения отложений внутри венд-кембрийского комплекса, сопряженные с высокопластичными горизонтами («горючими сланцами», мергелями, сульфатонесущими карбонатами), обусловлены крупномасштабными горизонтальными движениями. В настоящее время приводится все больше примеров ведущей роли широкого проявления шарьяжно-надвиговой тектоники, связанной со структурами областей развития кимберлитов [15 и др.].

Таким образом, выявление и изучение подобных тектоно-стратиграфических аномалий в отложениях чехла Сибирской платформы необходимо включить в комплекс благоприятных признаков рудоносных площадей в районах проявления кимберлитового магматизма.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воронов П. С. Тангенциальные региональные сдвиговые деформации земной коры на севере Средней Сибири // Информ. бюл. Ин-та геологии Арктики. Л., 1959. Вып. 17. С. 13—20.
2. Воронов П. С. Принципы сдвиговой тектоники // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых: Тез. докл. 1-го Всесоюз. совещ. по сдвиговой тектонике. Л., 1988. Вып. 1. С. 8—22.
3. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Анабарская. Объяснит. записка. — М., 1985.
4. Ельянов А. А., Андреев Г. В. Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. — Новосибирск: Наука, 1991.
5. Кембрий Сибирской платформы / В. Е. Савицкий, В. М. Евтушенко, Л. И. Егорова и др. — М.: Недра, 1972.
6. Межвилк А. А. Муна-Анабарский глубинный разлом на Сибирской платформе // Геотектоника. 1979. № 1. С. 86—97.
7. Минаева М. А. Типы разрезов кембрия Прианабарья и обстановки осадконакопления // Сов. геология. 1991. № 4. С. 36—45.
8. Минаева М. А. Известняковые конгломерато-брекчии кембрия Сибирской платформы — распространение и происхождение // Геология и геофизика. 1992. № 7. С. 81—90.
9. Писарчик Я. К., Минаева М. А., Русецкая Г. А. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии. — Л.: Недра, 1975.
10. Плотников Л. М. Атлас тектонических текстур метаморфизованных осадочных пород. — Л.: Недра, 1980.
11. Плотников Л. М. Структуры сдвига в слоистых геологических телах. — Л.: Недра, 1991.
12. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе. — Новосибирск, 1983.
13. Стратиграфический словарь СССР. Кеморий, ордовик, силур, девон. — Л.: Недра, 1975.
14. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы / К. К. Демюкидов, В. Я. Кабаньков, Н. П. Лазоренко и др. — Л.: Гостоптехиздат, 1956.
15. Шарьяжно-надвиговая тектоника литосферы / М. А. Комалетдинов, Т. Т. Казанцева, Ю. В. Казанцев, Д. В. Постников. — М.: Наука, 1991.

Принята редколлегией 27 декабря 1993 г.

## Объемная модель Салминского массива гранитов рапакиви и закономерности размещения оруденения

А. А. ДУХОВСКИЙ, Н. А. АРТАМОНОВА, Э. И. ИВАНОВА, И. О. НИКИФОРОВ (ВСЕГЕИ)

Изучению геологического строения Салминского массива гранитов рапакиви посвящено много публикаций [1—3, 5 и др.], но ни одна из предложенных в них моделей не опирается на достаточное количество фактического материала. Авторами для построения объемной модели массива использованы данные геологических работ, геохимических и геофизических работ (ГДП-50), проведенных в Северо-Восточном Приладожье ПГО «Севзапгеология» в 1984—1989 гг. Комплекс работ по ГДП-50 включал и объемное геологическое картирование [4], в выполнении которого участвовала Центральная опытно-методическая экспедиция ВСЕГЕИ. Исследования позволили с новых позиций осветить геологию Салминского массива, изучить особенности его строения в трехмерном пространстве и на основании этого дать более объективную оценку перспектив рудоносности.

Салминский массив гранитов рапакиви — один из крупнейших на юге Балтийского щита. По гравиметрическим данным его общая площадь, включая нескрытую и перекрытую части, равна 3600 км<sup>2</sup>. В настоящей статье рассмотрено объемное строение северо-западной части массива общей площадью 1100 км<sup>2</sup>, из которой ГДП-50 охвачена площадь в 750 км<sup>2</sup>.

Вытянутый в северо-западном направлении овал Салминского массива приурочен к зоне сочленения Карельского и Ладожского блоков Балтийского щита и занимает дискордантное положение относительно складчатых сооружений. Возраст массива трактуется как рифейский. Вмещающие породы представлены верхнеархейскими гнейсогранитами, теневыми мигматитами и нижнепротерозойскими стратифицированными образованиями ладожской и кительской серий (метапесчаники, метакварциты, сланцы различного состава, амфиболиты, скарноиды).

Кительская серия, впервые выделенная авторами, расчленена на импилахтинскую и питкярантскую свиты. Последняя, являясь рудовмещающей средой, заслуживает пристального внимания. Питкярантскую свиту принято считать вулканогенно-осадочной, в которой метаморфизованные базальтоиды

резко преобладают над метааркозами, кварцитами и скарнированными известняками. Полученные при ГДП-50 новые данные позволяют рассматривать питкярантскую свиту как сложное полихронное и полигенетическое геологическое образование, сформировавшееся в зонах сочленения гнейсогранитовых блоков с осадочным чехлом. Большую часть свиты занимают тонко-мелкозернистые меланократовые плагиоклаз-амфиболовые динамометаморфиты и ортоамфиболиты. В подчиненном количестве развиты обычно принимаемые за скарны фарродиориты, габбронориты, гиперстенины с сидеронитовой структурой, перидотиты, кварцкалишпатовые гранофиры, плагиоклазиты, принадлежащие к интрузии расслоенных габброидов раннепротерозойского возраста. Породы несут первичную железо-медь-цинковую минерализацию. Еще до внедрения гранитов рапакиви они неоднократно подвергались метасоматической переработке, в результате чего возникли карбонатные породы, кварциты, серпентиниты с магнетитом, микроклиниты, пирротин-графит-микророклинсодержащие слюдяные сланцы.

Характер контактов гранитов рапакиви с вмещающими породами описан в литературе [5, 6 и др.]. Наряду с широко развитыми тектоническими контактами наблюдаются и ненарушенные интрузивные с апофизами гранитов во вмещающей среде и эруптивной брекчией в эндоконтактной зоне. Мощность зоны экзоконтакта первые десятки метров. Изменения выражены в виде орогования, скарнирования, амфиболизации, биотитизации, грейзенизации, лимонитизации, а также в наличии низкотемпературных кварц-флюоритовых метасоматитов.

Исследователи по темноцветной составляющей разделяют граниты рапакиви на два типа — амфибол-биотитовые и биотитовые. Большинство относит амфибол-биотитовые к первой, биотитовые — ко второй фазе. Амфибол-биотитовые граниты распространены в юго-восточной части массива, биотитовые — в северной. Для обеих разновидностей характерны вариации структуры от крупно- до мелкозернистой порфировидной.

Но только амфибол-биотитовые граниты обладают «фирменной» оvoidной структурой.

Контакт между полями, сложенными названными типами гранитов, на всем протяжении перекрыт широким и мощным плащом четвертичных отложений. Предполагаемый контакт изучался с помощью картировочного бурения. Установлено, что граниты связаны постепенными переходами. В зоне перехода наблюдаются разложение амфибола, замещение его биотитом. Количественный минеральный, если не учитывать амфибол, и химический составы обоих типов гранитов идентичны; в биотитовых гранитах отмечается незначительное повышение содержания кремнекислоты и щелочей.

На основании изложенного авторы относят амфибол-биотитовые и биотитовые граниты к фаціальным разновидностям. При этом амфибол-биотитовые граниты занимают нижнюю, а биотитовые — верхнюю зону массива. Граница их раздела субгоризонтальная. Приуроченность биотитовых гранитов к апикальной части массива обусловила многообразие в них структурных различий, наличие пустот с топазом и флюоритом.

Салминский гранитный массив сформировался в результате одноактного внедрения магматического расплава и растянутой во времени внутрикамерной кристаллизации. Остаточный расплав заполнял полости и трещины, преимущественно пологие, возникшие в затвердевших частях массива, что привело к образованию многочисленных пластовых тел мелкозернистых гранитов. На отдельных участках они занимают до 50 % видимого объема и придают интрузии псевдостратифицированный облик.

Граниты Салминского массива интенсивно изменены процессами физического выветривания, в результате чего плотность пород уменьшается в среднем на 0,2 г/см<sup>3</sup>, а открытая пористость увеличивается с 0,8—1 (ниже зоны выветривания) до 8—10 %. Изменения носят площадной характер и фиксируются в пределах всего выхода гранитов на земную поверхность. Для определения истинных значений плотности был использован керн скважин, а также произведена реставрация первоначальных значений плотности пород, измененных при выветривании [4].

Средняя плотность гранитов (таблица) колеблется в небольших пределах — от 2,60—2,61 г/см<sup>3</sup> (мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты) до 2,62—2,63 г/см<sup>3</sup> (грубозернистые порфировидные амфибол-биотитовые граниты).

Четкую плотностную дифференциацию между гранитами разных петрографических типов уловить трудно. На большей части

площади массива распространены граниты плотностью 2,60—2,61 г/см<sup>3</sup>. На этом фоне выделяются небольшие по размерам участки с более низкими (2,58—2,59 г/см<sup>3</sup>) и более высокими (2,62—2,63 г/см<sup>3</sup>) значениями плотности. Плотность гранитов с глубиной практически не меняется. В скв. С-9 в исследованном интервале глубин до 300 м плотность грубозернистых амфибол-биотитовых гранитов незначительно колеблется относительно средней, равной 2,62 г/см<sup>3</sup>. В скв. С-12 такие значения плотности прослежены до глубины 67,1 м. Ниже вскрыто тело мелкозернистых гранитов плотностью 2,60 г/см<sup>3</sup>.

Таким образом, Салминский массив — практически однородное по плотности тело. Средняя плотность незначительно (на 0,01—0,02 г/см<sup>3</sup>) повышается или понижается на отдельных участках, что отличает его от типично многофазных интрузий.

Объемная геологическая модель Салминского массива построена на основании комплексной интерпретации геологических, геофизических и петрофизических данных по методике, приведенной в работе [4], и заверена бурением скважин глубиной от 300 до 900 м. Основной геофизический метод, использованный для составления модели, — гравитационный. По данным магнитных съемок можно судить лишь о внешнем контуре массива, который на фоне изрезанного магнитного поля, характерного для вмещающих образований, отмечается спокойным отрицательным магнитным полем, так как породы массива являются немагнитными или слабомагнитными. Относительно высокие магнитные свойства ( $\kappa$  до  $1300—1700 \cdot 10^{-6}$  СГС) установлены только у 5 % изученных образцов; все они характеризуют эндоконтактовую фацию. Объемная модель выражена в виде различных графических документов: глубинные геологические разрезы по интерпретационным профилям, пересекающим массив в различных направлениях; схема строения нескрытой кровли; схематическая карта глубин залегания боковых граней и подошвы массива и геологического строения его ложа (рис. 1).

Салминский массив (его северо-западная часть) представляет собой интрузивное тело, площадь кровли которого на 82 % вскрыта эрозией. Повсеместно видимый контакт массива вначале полого, под углом не более 30°, погружается под вмещающие породы. Затем на некоторой глубине угол наклона контакта резко меняется и становится крутым, обычно наклоненным под массив. Морфология контактной поверхности свидетельствует о том, что кровля массива не полностью вскрыта эрозией. За границу нескрытой кровли на поверхности принимается

Плотность (г/см<sup>3</sup>) и открытая пористость (%) гранитов рапакиви Салминского массива

| Тип                | Породы                                       | $\sigma_p$ | $\sigma_k$ | $\kappa_k$ |
|--------------------|----------------------------------------------|------------|------------|------------|
| Амфибол-биотитовый | Грубозернистые граниты                       | 2,62       | 2,63       | 0,8        |
|                    | Порфировидные неравномерно-зернистые граниты | 2,61       | 2,62       | 0,4        |
|                    | Мелкозернистые порфировидные граниты         | 2,61       | 2,61       | —          |
| Биотитовый         | Равномернозернистые граниты                  | 2,61       | —          | —          |
|                    | Неравномернозернистые граниты                | 2,60       | —          | —          |
|                    | Мелкозернистые порфировидные граниты         | 2,60       | 2,61       | 0,6        |
|                    | Пегматиты, аплиты                            | —          | —          | —          |

Примечание.  $\sigma_p$  — реставрированная плотность по образцам с поверхности,  $\sigma_k$  — плотность по образцам зерна,  $\kappa_k$  — открытая пористость по образцам зерна.

проекция сочленения кровли с крутой боковой гранью. Площадь между границей нескрытой кровли и видимой границей массива относится к его надынtruзивной зоне.

Площадь надынtruзивной зоны 190 км<sup>2</sup>, ширина 0,2—7,5 км. На большей ее части поверхность кровли гранитов характеризуется спокойным рельефом, глубина ее залегания не превышает 400—450 м. На этом фоне выделяются три участка, названные нами провесами кровли, где граниты залегают на гораздо большей глубине, — Уксинско-Питкярентский, Кителский, Уксуньокский. Первые два участка выявлены предшественниками, а третий установлен авторами впервые на основании качественного анализа гравитационных и магнитных аномалий. Предполагаемый провес имеет северо-западное простирание, приурочен к долине р. Уксуньоки. Его длина около 10 км, ширина 1—2 км. В пределах провеса развиты породы соанлахтинской свиты.

Кителский провес кровли оконтурен по гравиметрическим данным, на глубину изучен бурением. Размеры его в плане 1500 × 500 м, простирание субширотное. Боковые грани крутые, близкие к вертикальным. Граниты рапакиви находятся на глубине 200—600 м от поверхности и прорывают образования питкярентской и импилахтинской свит, которыми сложен практически весь провес.

Наиболее крупным и хорошо изученным провесом является Уксинско-Питкярентский (рис. 2, 3).

Рельеф кровли гранитов провеса и строение надынtruзивной зоны определены по гравиметрическим данным (профильным и площадным) и материалам бурения довольно большого количества скважин глубиной 300 м и более. Поверхность кровли сложная, представляет собой сочетание трех прогибов и трех куполов. Самый крупный из прогибов (Питкярентский) занимает примерно половину площади Уксинско-Питкярентского провеса и характеризуется максимальной глубиной залегания кровли гранитов — око-

ло 1500 м. В плане он имеет форму овала размером 4 × 6 км, вытянутого в северо-восточном направлении, со всех сторон ограниченного нескрытым уступом кровли гранитов высотой около 400—750 м. Уступ отличается сложной формой: его северо-западная часть характеризуется обратным (под граниты) падением, а юго-восточная — прямым (под вмещающие породы). Реальность существования уступа с такой морфологией подтверждена бурением структурной скв. С-11 (см. рис. 3).

Юго-восточная ветвь уступа разделяет Уксинско-Питкярентский провес кровли на две части (северо-западную и юго-восточную), характеризующиеся разной глубиной залегания кровли гранитов и разной ее морфологией. Северо-западная часть является Питкярентским прогибом. В юго-восточной части граниты залегают на гораздо меньшей глубине (в среднем порядка 300 м), а рельеф поверхности кровли расчленен. Здесь находятся два остальных прогиба кровли — Уксинский и Южно-Люпиковский и три нескрытых купола поверхности кровли гранитов — Уксинский, Ристиниемский, Люпиковский.

Уксинский прогиб кровли представляет собой дугообразный узкий (300—400 м) желоб, обрамляющий Уксинский гранитный купол. Глубина залегания кровли гранитов по данным бурения 430 м. Южно-Люпиковский прогиб кровли расположен между Уксинским и Люпиковским гранитными куполами. По изогипсе 400 м прогиб имеет форму овала, вытянутого в субширотном направлении. Его размеры 1 × 2,2 км, глубина залегания гранитов порядка 500 м, амплитуда прогиба около 200—250 м.

Купола кровли гранитов рапакиви в пределах Уксинско-Питкярентского провеса выявлены ранее при поисковых работах (Р. А. Хазов, К. И. Степанов и др.). Все они изучены бурением, основной объем которого падает на наиболее крупный Уксинский купол. Форма куполов от изометричной (Ристиниемский) до сильно вытянутого овала

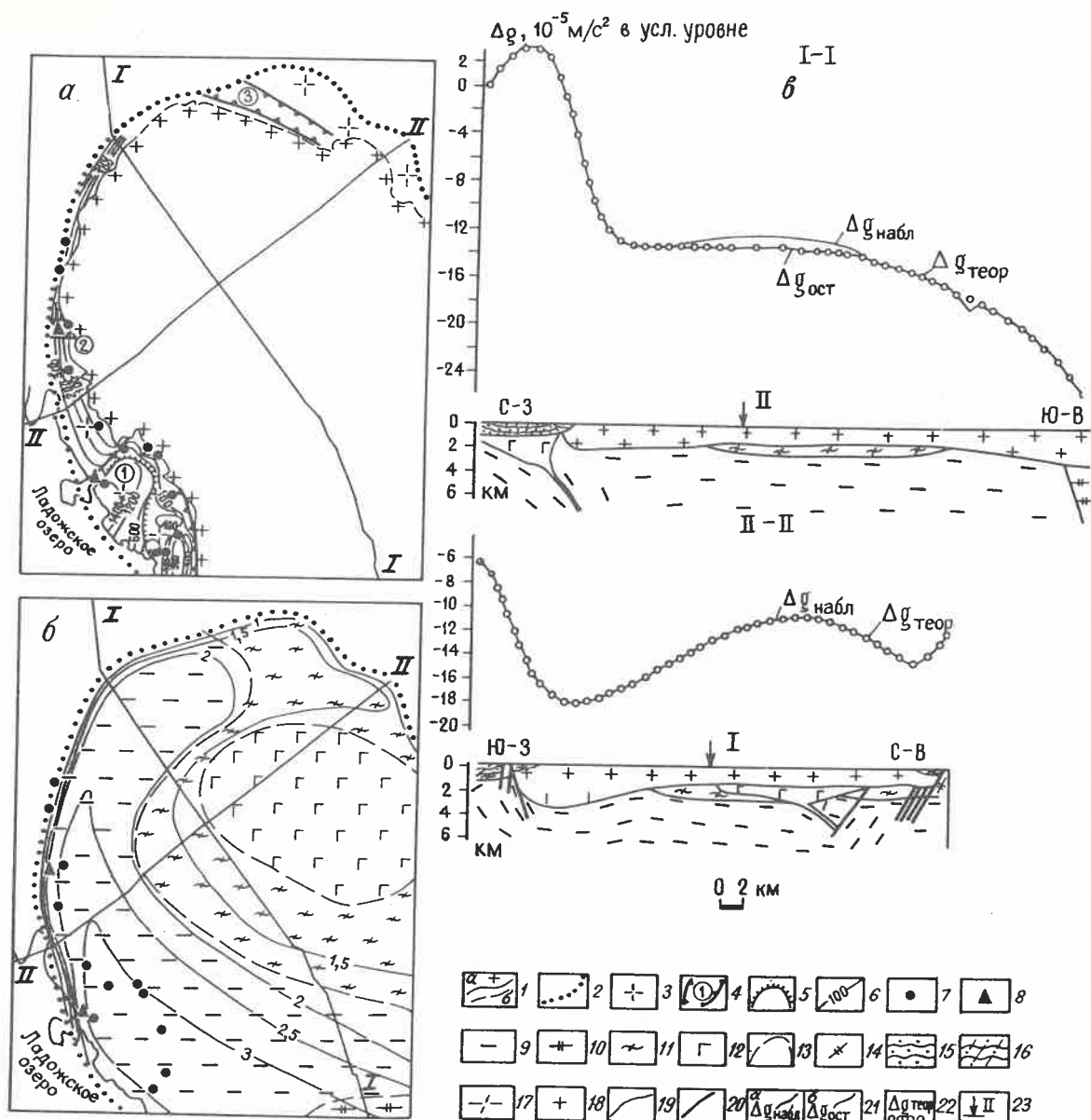


Рис. 1. Объемная модель Салминского массива:

а — схема строения не вскрытой кровли массива; б — схематическая карта глубин залегания боковых границ и подошвы массива и геологического строения его ложа; в — глубинные геологические разрезы по линиям I—I, II—II; 1 — контур выхода массива на поверхность: а — по геологическим данным, б — по результатам аэромагнитной съемки; 2 — граница не вскрытой части кровли (проекция сочленения кровли с боковой гранью); 3 — надвигнутая зона массива; 4 — проводы кровли гранитов в пределах надвигнутой зоны (цифры в кружках — 1 — Уксинско-Питкярантский, 2 — Кительский, 3 — Уксуньковский); 5 — уступ кровли гранитов — проекция верхней части уступа и направление падения боковой грани (штрихи); 6 — изогипсы кровли в м, боковых границ и подошвы массива в км; 7 — слово-полиметаллические и редкометалльные рудопроявления; 8 — олово-полиметаллические месторождения; образования гранулитового «слоя»: 9 — нижнеархейские слабодиафторированные дутироксен-биотит-плагиоклазовые кристаллические сланцы, амфиболиты, биотит-роговообманковые гнейсы с гранатом, пироксеном ( $\sigma = 2,80 \text{ г/см}^3$ ); 10 — ультраметаморфогенные нижнеархейские эндритоиды ( $\sigma = 2,74 \text{ г/см}^3$ ); 11 — образования гнейсогранитового «слоя», представленные верхнеархейскими гнейсогранитами — теневыми мигматитами с многочисленными реликтами диафторированного гранулитового субстрата раннеархейского возраста ( $\sigma = 2,70 \text{ г/см}^3$ ); 12 — габбро, габбро-пироксениты, перидотиты раннепротерозойского возраста ( $\sigma = 2,90 \text{ г/см}^3$ ); 13 — предполагаемые геологические границы; 14 — верхнеархейские плагиогнейсограниты, кварцевые гнейсограниты, теневые мигматиты гнейсо-гранитного «слоя» ( $\sigma = 2,70 \text{ г/см}^3$ ); 15 — стратифицированные образования ладожской серии раннепротерозойского возраста: метапесчаники, ставролит-кварц-биотитовые сланцы, метакварциты ( $\sigma = 2,70 \text{ г/см}^3$ ); 16 — стратифицированные образования кительской серии раннепротерозойского возраста — биотитовые, двуслодные плагиосланцы с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, пара- и ортоамфиболиты ( $\sigma = 2,75\text{—}3,00 \text{ г/см}^3$ ); 17 — нижнепротерозойские ультраметаморфогенно-магматические гнейсограниты, граниты ( $\sigma = 2,65 \text{ г/см}^3$ ); 18 — комплекс гранитов ралакиви рифейского возраста ( $\sigma = 2,60 \text{ г/см}^3$ ); 19 — границы разновозрастных подразделений на разрезах. стратифицированных, интрузивных, регионально-метаморфических; 20 — разрывные нарушения; 21 — кривые  $\Delta g$  (а — наблюдаемая, б — полученная в результате учета гравитационного влияния объектов, находящихся в стороне от линии; 22 — значения  $\Delta g$ , полученные при подборе разреза; 23 — места пересечения разрезов

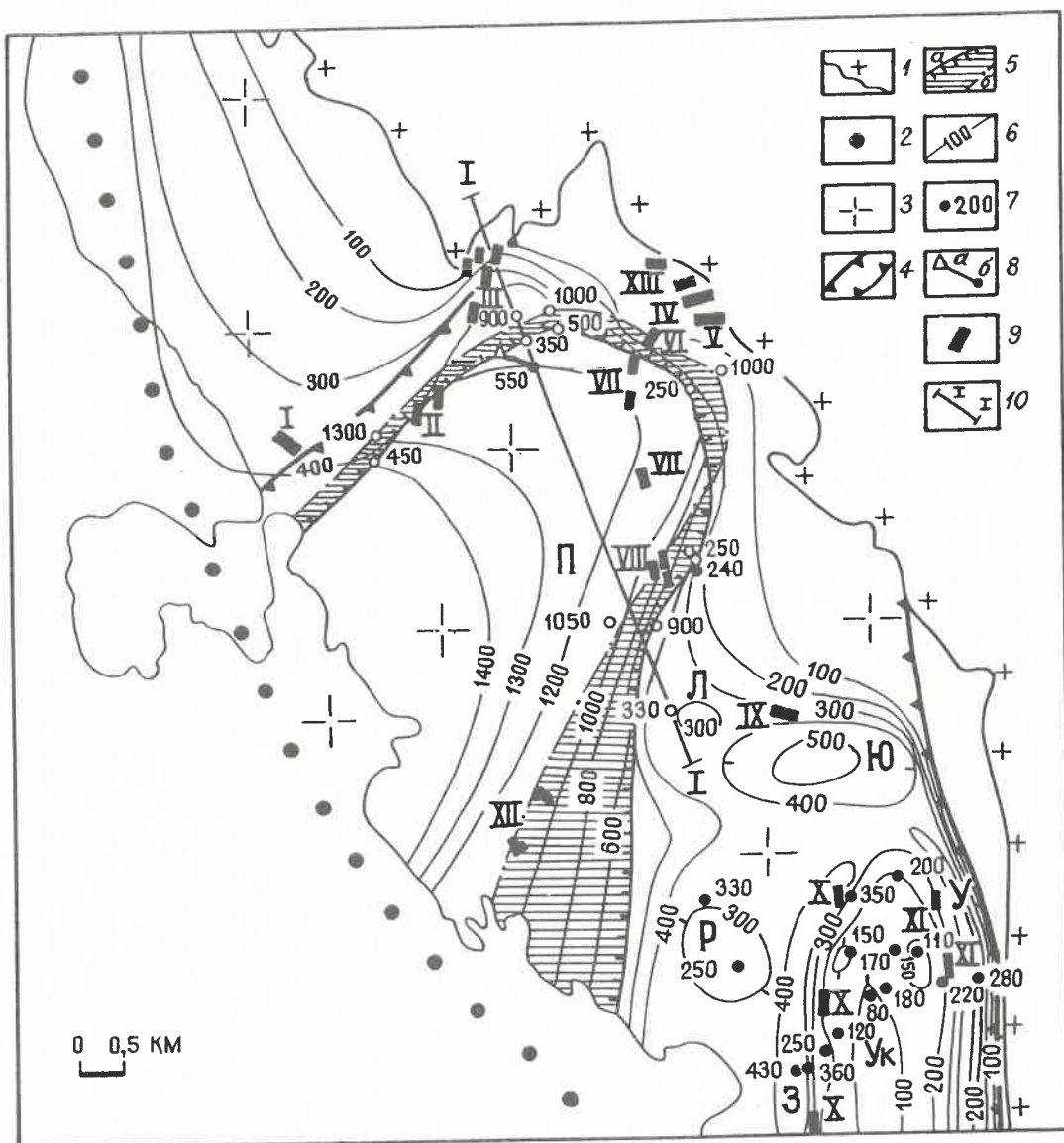


Рис. 2. Строение Уксинско-Питкярантского провеса кровли Салминского массива:

1 — контур выхода массива на поверхность; 2 — граница нескрытой части кровли массива (проекция сочленения кровли с боковой гранью); 3 — надынтрузивная зона массива; 4 — контуры провеса кровли; 5 — уступ кровли гранитов; а — проекция верхней части уступа и направление падения боковой грани (штрихи); б — проекция нижней части (цифры в кружках — расчетные глубины залегания кровли гранитов); 6 — изогипсы кровли массива в м от поверхности; 7 — глубина залегания кровли гранитов по данным бурения в м от поверхности; 8 — положение устья скв. С-11 (а) и проекция ее забоя (б), цифры — глубина вскрытия кровли гранитов в м от поверхности; 9 — рудные зоны: I — Старое рудное поле, II — Новое рудное поле, III — Валкеалампи, IV—IX — Люпико (IV — рудное поле Хапунвара, V — Каскелло, VI — Бек, VII — Хопундампи, VIII — собственно Люпико, IX — южное крыло Люпико), X—XI — Укса (X — западное крыло, XI — восточное крыло), XII — Хепоселька, XIII — Вирберг; 10 — линия глубинного геологического разреза; купола кровли гранитов: Ук — Уксинский, Р — Ристиниемский, Л — Люпиковский; прогибы кровли гранитов: П — Питкярантский, Ю — Южно-Люпиковский, У — Уксинский

(Уксинский). Вершины плоские, залегают на глубине 80—330 м от земной поверхности. Площадь их по изогипсе 300 м не превышает 6 км<sup>2</sup>. Амплитуда куполов 200—350 м. Купола сложены мелкозернистыми грейзенизированными лейкократовыми биотитовыми гранитами.

В строении надынтрузивной зоны Уксинско-Питкярантского провеса кровли участвуют геологические образования разного состава и возраста, представленные в основном четырьмя группами пород (см. рис. 3): нижнепротерозойские ультраметаморфогенно-магматические гнейсограниты, грани-

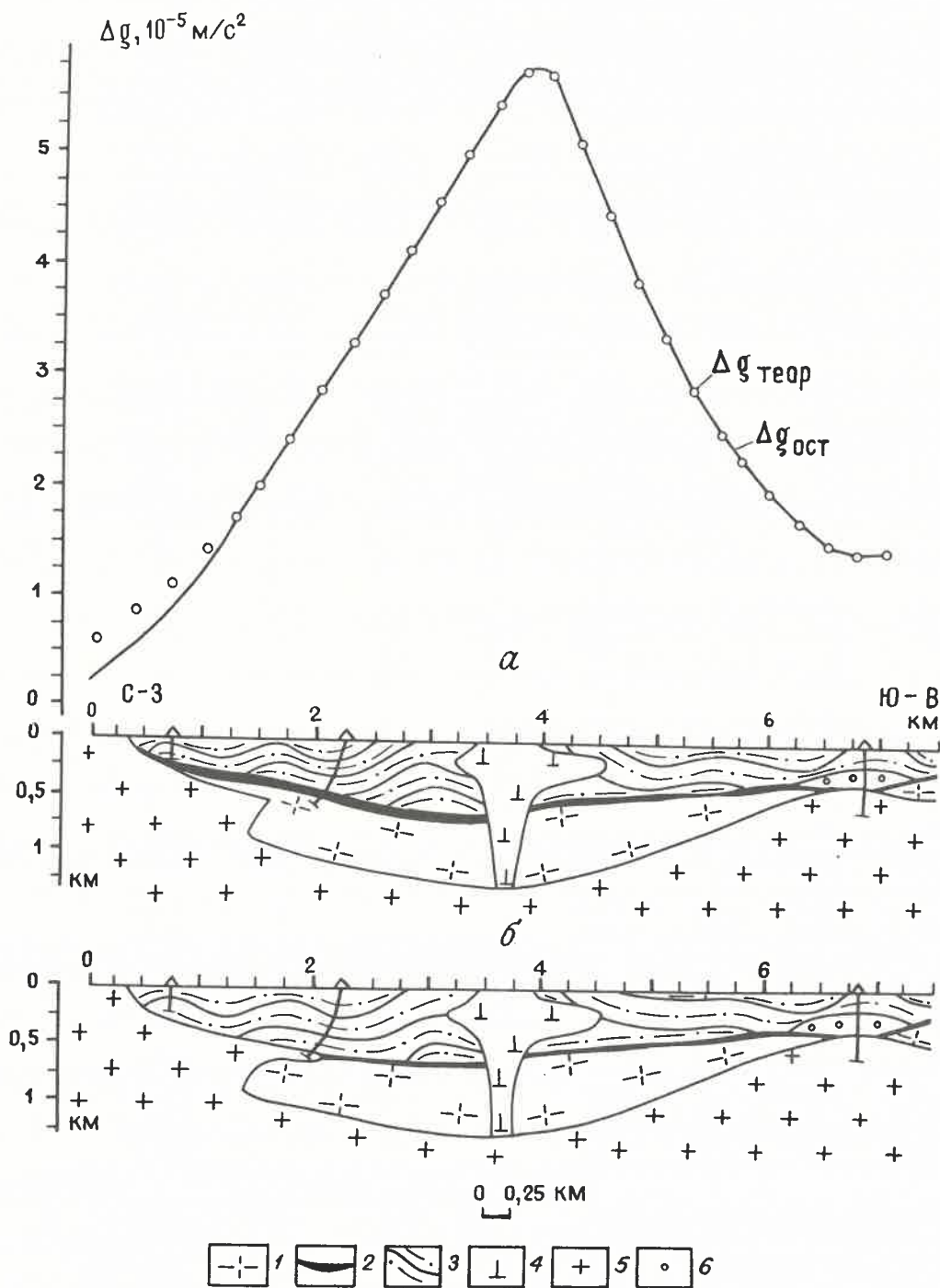


Рис. 3. Глубинные геологические разрезы по линии I—I, пересекающей Уксинско-Питкярантский провес кровли Салминского массива:

разрез, составленный до бурения (а) и с учетом бурения (б) скв. С-11; 1 — нижнепротерозойские ультраметаморфогенно-магматические гнейсограниты, граниты; 2 — амфиболиты питкярантской свиты кительской серии раннепротерозойского возраста; 3 — плагиосланцы импилахтинской свиты кительской серии; 4 — нижнепротерозойские габбродиабазы Хапунварского штока; 5 — нерасчлененные по составу граниты рапакиви; 6 — пегматиты;  $\Delta g_{\text{ост}}$  — кривая, полученная в результате учета гравитационного влияния объектов, находящихся в стороне от линии профиля;  $\Delta g_{\text{теор}}$  — значения, полученные при подборе разреза

ты; амфиболиты, скарноиды, метагабброиды и другие породы питкьярантской свиты кительской серии; плагиосланцы и другие породы импилахтинской свиты кительской серии; нижнепротерозойские габбродиабазы Хапунварского штока.

Нижнепротерозойские ультраметаморфогенно-магматические гнейсограниты, граниты залегают в основании надынтрузивной зоны, образуя на поверхности Люпиковскую, Уксинскую, Ристиниевскую и другие гнейсогранитовые структуры. Между ними расположены образования питкьярантской и импилахтинской свит кительской серии. В ряде мест гнейсограниты полностью уничтожены интрузией рапакиви, и в таком случае зона целиком сложена породами кительской серии. Максимальная вертикальная мощность гнейсогранитов наблюдается в Питкьярантском прогибе, где в районе Юляристинской гнейсогранитовой структуры она достигает 1400—1500 м. Для образований питкьярантской и импилахтинской свит максимальные мощности (500—700 м) установлены в центре Питкьярантского прогиба. В самой северной его части породы импилахтинской свиты прорваны гранитами рапакиви, что установлено бурением структурной скв. С-11 (см. рис. 3). Во всех остальных местах Питкьярантского прогиба кительская серия залегает на гнейсогранитах.

В центре Питкьярантского прогиба породы надынтрузивной зоны прорваны интрузией габбродиабазов раннепротерозойского возраста, именуемой Хапунварским штоком (см. рис. 3). В сечении он имеет грибообразную форму, его кровля не полностью вскрыта эрозией и расположена под вмещающими породами на глубине до 300—500 м. На уровне 1200—1300 м от поверхности подводящий канал штока срезан интрузией рапакиви.

Иное строение надынтрузивной зоны Уксинско-Питкьярантского прогеса кровли установлено для его юго-восточной части, где граниты расположены на глубине, не превышающей 500 м. Здесь особенности строения зоны отражают избирательную способность гранитной магмы к формированию положительных или отрицательных структур кровли в зависимости от состава вмещающей среды. Прогобы кровли обычно приурочены к участкам развития пород кительской серии. Благодаря составу, близкому к основному, эти породы служили своеобразным барьером для проникновения гранитной магмы. Невскрытые купола кровли гранитов чаще всего находятся под гнейсогранитовыми структурами. Гнейсограниты по составу близки к гранитам рапакиви и, естественно, были более благоприятной средой, нежели породы кительской серии, для

формирования положительных структур кровли.

По форме глубоких частей (см. рис. 1) Салминский массив представляет собой гарполитообразное тело с достаточно четко выраженной корневой системой, которая расположена под его северной, западной и юго-западной частями. В плане корневая система имеет дугообразную форму, вертикальные размеры 1,7—3,7 км. За пределами корня плоская по форме подошва массива расположена на глубине около 1,4—1,5 км. Корневая система имеет асимметричную форму сечения. Это обусловлено тем, что боковые контакты повсеместно круто (под углом 70—80°) наклонены под массив, а переход от корневой системы к плоской (пластинообразной) части массива происходит постепенно. Такая форма сечения корневой части указывает на то, что подводящий канал массива представлял собой крупную зону разлома (Кительско-Питкьярантскую), впоследствии залеченную гранитами. Фрагменты предполагаемого разлома изображены на глубинном геологическом разрезе по профилю II—II (см. рис. 1), где данный разлом наиболее достоверно подтвержден прямыми геологическими наблюдениями.

Внутреннее строение массива, как следует из анализа его физических полей и физических свойств, однородное. Граниты разных петрографических типов, поскольку они имеют близкую плотность и не выделяются в гравитационном поле, не изображены на глубинных разрезах (см. рис. 1 и 3). Массив представлен нерасчлененным по составу единым телом со средней плотностью 2,60 г/см<sup>3</sup>.

Кроме размеров, формы и внутреннего строения, получены также представления об особенностях геологического строения ложа Салминского массива (см. рис. 1). Предполагается, что в строении ложа участвуют породы трех групп: нижнеархейские образования гранулитового «слоя» — диафторированные двупироксен-биотит-плагиоклазовые кристаллические сланцы, амфиболиты и ультраметаморфогенные гранитоиды; верхнеархейские образования гнейсогранитового «слоя» — гнейсограниты, теневые мигматиты с многочисленными реликтами диафторированного гранулитового субстрата; расслоенные габброиды протерозойского возраста.

Образования гранулитового «слоя» распространены в подкорневой части ложа. При этом наиболее широко развиты кристаллические сланцы, амфиболиты; эндрейтоиды предполагаются на юго-востоке изученной площади, где ими сложена Южно-Салминская зона фундамента. Глубинный контакт

между двумя группами пород гранулитового «слоя» крутой, угол его падения около 80° на юго-восток (см. рис. 1).

Образования гнейсогранитового «слоя» сохранились в северо-восточной части ложа в виде линзы мощностью 1—1,5 км, прорванной раннепротерозойской интрузией пород основного — ультраосновного состава. Площадные размеры этого массива под гранитами рапакиви 13 × 20 км. В сечении он имеет лополитообразную форму, вертикальные размеры 1—1,5 км, глубина залегания над гранитами 1,4—1,5 км. Предполагается, что кровля массива уничтожена при внедрении гранитов рапакиви.

Итак, Салминский массив гранитов рапакиви представляет собой маломощное (1,4—3,7 км) гарполитообразное тело огромных площадных размеров, внедрившееся между гнейсогранитовым и гранулитовыми «слоями» кристаллического фундамента и полностью заместившее гнейсогранитовый «слой». Кровля массива, по-видимому, была плоской. Для небольшой по площади надын-трузивной зоны с глубиной залегания гранитов до 300—400 м характерно наличие трех провесов кровли разных размеров. В таких структурах максимальная глубина залегания гранитов под вмещающими породами составляет 1400—1500 м. Объемное внутреннее строение массива представляется относительно однородным.

С Салминским массивом гранитов рапакиви связаны мелкие проявления олова и других редких металлов в грейзенах и полевошпатовых метасоматитах. В западном экзоконтакте выявлены олово-полиметаллические месторождения и рудопоявления (Кителя, Питкяранта и др.).

Ряд исследователей [7 и др.] придает большое практическое значение грейзеновому редкометалльному оруденению Салминского массива. Для типично редкометалльных интрузий, с которыми ассоциируют промышленные грейзеновые месторождения, характерны [4]: гарполитообразная форма и большие вертикальные размеры, достигающие до 10—15 км и более; выпуклая слабоэродированная кровля, осложненная многочисленными вскрытыми и нескрытыми купольными структурами более мелких порядков; большая по площади надын-трузивная зона (не менее 30—40 % от общей площади массива); неоднородное внутреннее строение; широкое распространение в объеме гранитов поздних фаз, образующих крупные тела и слагающих корневую систему рудоносного массива. Однако по особенностям формы и внутреннего строения Салминский массив не похож на такие массивы. Поэтому мы вправе считать, что с Салминским массивом не может быть связано про-

мышленное оруденение грейзенового типа. Сделанный вывод не распространяется на олово-полиметаллическое оруденение, которое, по мнению авторов, связано с Салминским массивом не генетически, а парагенетически.

На основании приведенных сведений об особенностях объемного строения Салминского массива можно установить следующие региональные и локальные критерии контроля олово-полиметаллического оруденения.

Все олово-полиметаллические месторождения и рудопоявления локализируются в пределах надын-трузивной зоны Салминского массива (см. рис. 1). Они расположены над корневой системой плутона и тяготеют к его западному боковому контакту, не вскрытому современной эрозией. Контакт повсеместно круто наклонен под массив. В гравитационном поле указанный контакт отмечается четко выраженной гравитационной ступенью протяженностью около 100 км, шириной 2—5 км. В металлогеническом отношении она соответствует Кительско-Питкярантской металлогенической зоне, к которой приурочено все олово-полиметаллическое оруденение Приладожья. Образование этой зоны связано с одноименным долгоживущим разломом, по которому в раннем протерозое поступали рудоносные растворы, а в рифее — гранитная магма, сформировавшая Салминский массив гранитов рапакиви.

В пределах Кительско-Питкярантской металлогенической зоны известные олово-полиметаллические месторождения и рудопоявления группируются в два рудных узла — Кительский и Питкярантско-Уксинский. Оба узла приурочены к одноименным провесам нескрытой кровли Салминского массива, которые могут рассматриваться в качестве локальных рудоконтролирующих структур первого порядка.

Внутри Питкярантско-Уксинского провеса выделяются структуры второго порядка, контролирующие размещение Питкярантско-Люпиковского и Уксинского рудных полей. Рудные зоны Питкярантско-Люпиковского поля (Старое рудное поле, Новое рудное поле, Винберг, Хапунвара, Бек, Хопунлампи, собственно Люпико и др.) концентрируются близ уступа нескрытой кровли, ограничивающего участки с максимальной глубиной залегания гранитов — 1,4—1,5 км (Питкярантский прогиб кровли), или тяготеют к этому уступу (см. рис. 2). Рудные зоны Уксинского поля (Западное крыло и Восточное крыло) размещаются в пределах второго локального прогиба кровли (Уксинского), имеющего в плане дугообразную форму. К третьему локальному прогибу

кровли (Южно-Люпиковскому) тяготеет рудная зона южного крыла Люпико.

Описание закономерности связи олово-полиметаллического оруденения с особенностями строения нескрытой кровли Салминского массива являются не генетическими, а парагенетическими. Дело в том, что в надвнотрузивных зонах отрицательных структур кровли олово-полиметаллическое оруденение локализуется в породах питкярантской свиты кительской серии и характеризуется сложным генезисом.

Локализация оруденения в образованиях питкярантской свиты обусловлена присутствием в ее составе основных и ультраосновных магматических пород с повышенными содержаниями цинка, меди и скоплениями магматогенного магнетита. При проявлении раннепротерозойской гранитизации и связанного с ней регионального калиевого метасоматоза в породах питкярантской свиты сформировались кварц-полевошпатовые метасоматиты и скарноиды, обогащенные оловом, вольфрамом и другими редкими и рассеянными элементами. Формирование в рифейское время гранитов рапакиви способствовало перераспределению полезных компонентов во вмещающей среде и образованию олово-полиметаллического оруденения. Этот процесс сопровождается также возникновением апоскарновых грейзенов с бериллом, флюоритом и касситеритом. Однако граниты рапакиви отличаются «сухостью», масштабы проявления пневматолитово-гидротермальной стадии невелики, что обусловило отсутствие сколько-нибудь значительных содержаний полезных компонентов в апоскарновых грейзенах.

Проведенные исследования подтверждают ранее полученные данные [4] о связи рудоносных площадей разного иерархического уровня (в ранге металлогенических

зон, рудных районов или узлов, рудных полей) с разнопорядковыми рудоконтролирующими структурами. В данном случае рудоконтролирующей структурой, к которой приурочено размещение олово-полиметаллических месторождений и рудопроявлений в ранге металлогенической зоны, является подводящий канал и крутой западный боковой контакт Салминского массива гранитов рапакиви. Оруденение в ранге рудных узлов тяготеет к провесам нескрытой кровли массива и локализуется в надвнотрузивной зоне в породах питкярантской свиты. За пределами таких провесов питкярантская свита не рудоносна. Рудные поля связаны с крутыми уступами кровли и локальными прогибами провесов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анортозит-рапакиви-гранитная формация* / Д. А. Великославинский, А. П. Биркис, О. А. Богатиков и др. — Л.: Наука, 1978.
2. *Бескин С. М., Лишневский Э. Н., Диденко М. И.* Строение Питкярантского гранитного массива в Северном Приладожье (Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 3. С. 19—26.
3. *Никольская Ж. Д.* Новые данные по геологии и металлогении Салминского массива рапакиви (Карелия) // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л., 1975 Т. 230. С. 52—57.
4. *Объемное геологическое картирование редкометалльных рудных районов* / А. А. Духовский, И. И. Акрамовский, В. С. Аплонов и др. — Л.: Недра, 1981.
5. *Свириденко Л. П.* Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). — Петрозаводск, 1968.
6. *Хазов Р. А.* Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. — Л.: Наука, 1973.
7. *Хазов Р. А.* Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. — Л.: Наука, 1982.

Принята редколлегией 29 марта 1993 г.

УДК 549.642 + 552. 11 (479)

© Г. В. Мустафаев, Р. Б. Керимов, Д. А. Гусейнов, 1994

### Клинопироксены магматических формаций южного склона Большого Кавказа

Г. В. МУСТАФАЕВ, Р. Б. КЕРИМОВ, Д. А. ГУСЕЙНОВ (Институт геологии республики Азербайджан)

Южный склон Большого Кавказа представляет собой сложную складчатую систему, состоящую из ряда частных структурных элементов общекавказского простиранья. С севера на юг здесь выделяются крупный Тфанский (Центральный) антиклинорий, Закатало-Ковдагский синклинорий и Вандамский антиклинорий [4].

В пределах южного склона Большого Кав-

каза преимущественно развит магматизм в Тфанском антиклинории. Для этого региона наиболее характерны породы юрского этапа магматизма. Они локализируются главным образом в субширотных зонах разломов, имеют поясное строение. Морфология их в основном пластовая, дайко-, штокообразная; залегают согласно с вмещающими породами; встречаются на различных вертикаль-

1. Химический состав клинопироксенов из магматических пород Белокано-Закапальского рудного района, %

| Компоненты                         | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    | 13    | 14    | 15    |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                   | 51,36 | 51,25 | 50,05 | 50,61 | 50,07 | 50,70 | 51,36 | 49,92 | 51,09 | 50,46 | 50,74 | 51,10 | 51,26 | 51,42 |
| TiO <sub>2</sub>                   | 0,66  | 0,48  | 0,60  | 0,80  | 0,46  | 0,24  | 0,44  | 0,77  | 0,33  | 0,75  | 0,57  | 0,26  | 0,42  | 0,73  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 2,57  | 2,36  | 2,26  | 3,60  | 3,14  | 3,98  | 3,41  | 2,79  | 3,56  | 2,40  | 2,63  | 3,46  | 3,20  | 3,43  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 1,89  | 1,73  | 1,66  | 1,77  | 1,43  | 1,77  | 1,38  | 1,64  | 1,89  | 1,73  | 1,66  | 1,77  | 1,43  | 1,61  |
| FeO                                | 5,08  | 11,88 | 12,99 | 6,62  | 12,95 | 13,01 | 13,73 | 9,62  | 8,96  | 12,37 | 10,98 | 9,91  | 11,20 | 13,54 |
| MnO                                | 0,21  | —     | 0,24  | 0,26  | 0,42  | 0,42  | 0,38  | 0,35  | 0,26  | 0,40  | 0,40  | 0,20  | 0,28  | 0,15  |
| MgO                                | 16,80 | 15,32 | 12,87 | 16,35 | 12,87 | 11,08 | 11,07 | 14,06 | 13,02 | 12,17 | 13,48 | 12,39 | 13,17 | 13,53 |
| CaO                                | 20,73 | 16,0  | 15,77 | 20,08 | 17,65 | 15,42 | 17,10 | 18,96 | 19,63 | 17,55 | 17,90 | 19,02 | 18,50 | 18,47 |
| Na <sub>2</sub> O                  | 0,33  | 0,34  | 0,71  | 0,26  | 0,57  | 0,71  | 0,53  | 0,31  | 0,71  | 0,31  | 0,26  | 0,74  | 0,29  | 0,32  |
| K <sub>2</sub> O                   | 0,01  | 0,06  | 0,24  | 0,01  | 0,08  | 0,03  | 0,14  | —     | 0,03  | —     | 0,02  | —     | 0,07  | —     |
| Σ                                  | 99,84 | 100,4 | 98,37 | 99,98 | 99,75 | 98,41 | 99,63 | 99,56 | 99,80 | 98,14 | 98,64 | 98,93 | 99,82 | 98,72 |
| 2У                                 | 55    | 52    | 56    | 54    | 52    | 48    | 50    | 56    | 54    | 52    | 56    | 54    | 52    | 50    |
| Число катионов в пересчете на б(0) |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Si                                 | 1,907 | 1,916 | 1,924 | 1,874 | 1,914 | 1,930 | 1,952 | 1,902 | 1,920 | 1,938 | 1,920 | 1,934 | 1,926 | 1,918 |
| Al <sup>IV</sup>                   | 0,093 | 0,084 | 0,076 | 0,126 | 0,086 | 0,070 | 0,048 | 0,098 | 0,080 | 0,062 | 0,072 | 0,066 | 0,074 | 0,072 |
| Al <sup>VI</sup>                   | 0,019 | 0,022 | 0,028 | 0,030 | 0,052 | 0,115 | 0,099 | 0,026 | 0,076 | 0,049 | 0,042 | 0,086 | 0,076 | 0,064 |
| Ti                                 | 0,018 | 0,013 | 0,018 | 0,022 | 0,011 | 0,007 | 0,012 | 0,021 | 0,009 | 0,021 | 0,018 | 0,007 | 0,011 | 0,020 |
| Fe <sup>3+</sup>                   | 0,045 | 0,072 | 0,081 | 0,040 | 0,041 | 0,052 | 0,041 | 0,046 | 0,054 | 0,051 | 0,048 | 0,050 | 0,041 | 0,045 |
| Fe <sup>2+</sup>                   | 0,156 | 0,378 | 0,418 | 0,204 | 0,413 | 0,429 | 0,436 | 0,307 | 0,280 | 0,397 | 0,347 | 0,314 | 0,352 | 0,420 |
| Mn                                 | 0,007 | 0,002 | 0,007 | 0,006 | 0,014 | 0,014 | 0,014 | 0,011 | 0,007 | 0,014 | 0,014 | 0,007 | 0,009 | 0,004 |
| Mg                                 | 0,930 | 0,851 | 0,737 | 0,900 | 0,733 | 0,650 | 0,625 | 0,796 | 0,727 | 0,696 | 0,762 | 0,698 | 0,736 | 0,749 |
| Ca                                 | 0,823 | 0,640 | 0,651 | 0,794 | 0,724 | 0,652 | 0,696 | 0,773 | 0,788 | 0,720 | 0,728 | 0,770 | 0,745 | 0,735 |
| Na                                 | 0,022 | 0,022 | 0,051 | 0,018 | 0,010 | 0,052 | 0,039 | 0,022 | 0,050 | 0,023 | 0,018 | 0,052 | 0,022 | 0,022 |
| m                                  | 0,82  | 0,67  | 0,58  | 0,78  | 0,61  | 0,57  | 0,56  | 0,66  | 0,67  | 0,61  | 0,66  | 0,65  | 0,64  | 0,61  |
| f                                  | 18    | 34    | 41    | 22    | 38    | 43    | 43    | 31    | 32    | 39    | 34    | 35    | 35    | 38    |
| Wo                                 | 40,8  | 32,0  | 32,8  | 37,6  | 36,3  | 37,2  | 36,8  | 38,1  | 41,0  | 38,5  | 37,3  | 40,5  | 37,9  | 36,0  |
| En                                 | 50,4  | 47,2  | 41,5  | 52,6  | 40,6  | 37,6  | 37,3  | 44,5  | 42,2  | 39,1  | 42,3  | 40,8  | 41,1  | 41,0  |
| Fs                                 | 8,8   | 20,8  | 25,7  | 9,8   | 23,1  | 25,2  | 25,9  | 17,4  | 16,8  | 22,5  | 20,2  | 18,7  | 20,7  | 23,0  |
| Ca                                 | 42,0  | 33,1  | 34,4  | 41,0  | 38,0  | 38,0  | 36,0  | 40,0  | 40,0  | 40,0  | 38,0  | 42,0  | 40,0  | 38,0  |

Примечание. Определения на микроанализаторе (КАМЕКА М. S. 46) выполнены в ИГЕМ АН России. В графах даны анализы: 2 — базальты (фенокристалл; 2 — центр, 3 — край); 4 — микролит; 5 — долериты (формация натриевых базальтов); 6, 7, 8 — андезиты (даши-риолитовая формация); 9, 10, 11 — габбро; 12 — габбро-диориты; 13, 14, 15 — диориты (габбро-диорит-плаггиогранитовой формации).

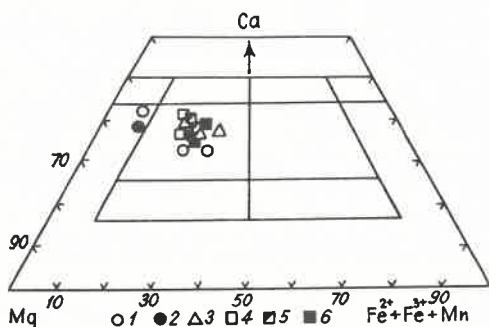


Рис. 1. Состав пироксенов из пород магматических формаций Белокано-Закатальского рудного района на диаграмме Mg — Ca — (Fe<sup>3+</sup> — Fe<sup>2+</sup> — Mn):

клинопироксены из: 1 — базальтов; 2 — долеритов (формации натриевых базальтов); 3 — андезитов (андезит-дацит-риолитовая формация); 4 — габбро; 5 — габбро-диоритов; 6 — диоритов (габбро-диорит-плагиогранитовая формация)

ных уровнях терригенного разреза юры и по геологическому положению и абсолютному датированию расчленяются на три возрастные группы, соответствующие трем формациям: натриевых базальтов, андезит-дацит-риолитов и габбро-диорит-плагиогранитов. Породы таких формаций характеризуются широким видовым составом и представлены базальтами, долеритами, андезитами, дацитами, риолитами, габброидами, диоритами и плагиогранитами.

Микроскопическое исследование показало, что независимо от состава пород и морфологии этих образований основными породообразующими минералами являются пироксен, плагиоклаз и кварц. Другие минералы либо отсутствуют, либо отмечаются в незначительном количестве.

Для решения некоторых вопросов петрологии в мировой литературе много внимания уделяется вопросам химизма породообразующих минералов и делаются предположения о способе и условиях образования пород. В этом аспекте химизм пироксенов из пород магматических формаций южного склона способствует выяснению некоторых закономерностей их развития, а также решению их петро- и рудогенеза.

Пироксены — наиболее распространенные железо-магнезиальные породообразующие минералы основных и средних типов пород магматических формаций южного склона Большого Кавказа. Ромбические пироксены отсутствуют во всех разновидностях вулканитов и интрузивных пород, за исключением андезитов, но и в них они очень редко встречаются.

В табл. 1 приведены химический состав, а также число ионов в пересчете на 6(0) пироксенов. Состав данных пироксенов оп-

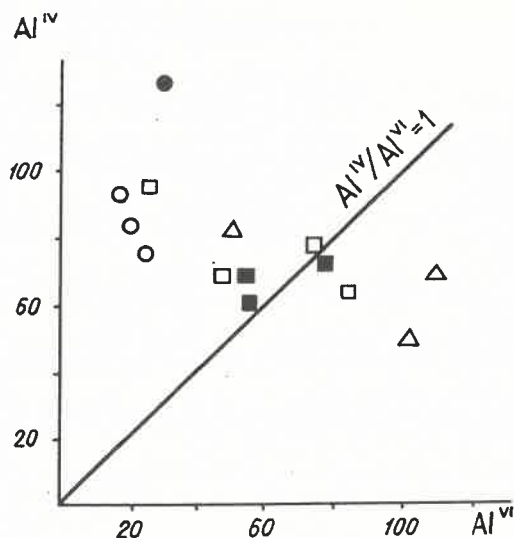


Рис. 2. Соотношение Al<sup>IV</sup> и Al<sup>VI</sup> в клинопироксенах из пород магматических формаций:

условные обозначения см. рис. 1

ределялся с помощью микрозондового анализа. Каждый анализ характеризует одно зерно и является средним из трех-пяти измерений. Содержание FeO в минералах рассчитано по методу Кармичела и Контриба [6].

На диаграмме Хесса-Полдерваарта (рис. 1) точки состава клинопироксенов ложатся главным образом в поле авгита и местами магнезиального авгита.

Результаты микрозондового анализа фенокристаллов и микролитов клинопироксена из основной массы базальтов формации натриевых базальтов позволили выявить их состав на различных стадиях кристаллизации. Эти анализы и оптические исследования показывают, что породы содержат две последовательные генерации пироксенов — более светлую, представленную вкрапленниками, сформировавшимися в интрателлурических условиях, и более темную, слагающую узкую краевую кайму вкрапленников, и микролиты основной массы, образовавшиеся при кристаллизации лав на поверхности.

Как видно из табл. 1, кристаллизационный тренд авгита изменяется таким образом, что возрастание содержания Fe приводит к уменьшению Ca и Mo. Этот тренд характерен как для фенокристаллов, так и для основной массы. При этом магнезиальность клинопироксенов, по данным микрозондового анализа, убывает одновременно с увеличением железистости в зональных фенокристаллах от центра к периферии соответственно от Wo<sub>40,8</sub>En<sub>50,4</sub>Fs<sub>8,8</sub> в

ядре, до  $Wo_{32}En_{47,2}Fs_{20,8}$  по краям и до  $Wo_{32,6}En_{41,7}Fs_{25,7}$  в микролитах. В таких авгитах содержание волластонитовой молекулы не превышает 42 %, что характерно для производных толеитовой магмы [5]. Однако следует отметить, что первая генерация вкрапленников представлена магнезиальным авгитом, а вторая — авгитом. Это отражается и в величине  $Mg / (Mg + Fe^1)$ , изменение которой связывается с температурой образования минералов [8]. При этом магнезиальность авгитов в фенокристаллах базальта равна: 0,82 — в центре и 0,67 — с края, а в микролитах 0,58, что указывает на более высокие температурные условия кристаллизации первых. Аналогичная тенденция наблюдается и в субвулканических разностях базальтов — долеритах.

Таким образом, выделения пироксена в основной массе породы более железистого состава по сравнению с вкрапленниками, что связано с замещением Са на Fe [5]. Кроме того, в исследованных пироксенах базальт-долеритовых пород основное количество Al находится в четвертой координации, что, по данным Куширо [8], обуславливается резким охлаждением расплавов на поверхности земли (рис. 2).

В андезитах из андезит-дацит-риолитовой формации клинопироксены также соответствуют авгиту и согласно химическому составу (см. табл. 1) относятся к низкотитанистым разностям. Железистость  $f$  авгитов варьирует в пределах 38—43 %. При этом с увеличением кремнекислотности данных пород соответственно увеличивается тренд железистости клинопироксенов и уменьшается магнезиальность от 0,61 до 0,56, а содержание волластонитовой молекулы варьирует в незначительных пределах  $Wo_{36,3} - Wo_{37,2}$ . При пересчете миналов этих клинопироксенов отмечается относительно высокое содержание Са-чермакитовой и эгериновой молекул (табл. 2).

Клинопироксены пород данной формации характеризуются также относительно высоким содержанием  $Al_2O_3$ . Глиноземистый характер в наиболее кислых породах объясняется пироксен-плагиоклазовым порядком кристаллизации базальтовых расплавов, приводящим к различным путям дифференциации. Это также обуславливается относительно повышенным давлением при кристаллизации андезитовых пород [1], которое подтверждается и распределением Al в этих клинопироксенах. Согласно существующим представлениям [9], увеличение Al в шестерной координации связано с повышением давления, в то время как увеличение его четверной координации вызвано увеличением температуры (см. рис. 2). В приведенных химических анализах клинопирок-

сенов андезитовых пород отмечается относительно большее количество Al в шестерной координации, чем в четверной. Судя по этим данным, температура образования андезитовых пород была относительно ниже, чем базальтовых, а давление — наоборот. Это свидетельствует о том, что формирование пород андезит-дацит-риолитовой формации происходило в закрытой системе, т. е. в период воздымания (сжатия) геосинклинального прогиба. Возрастание железистости и незначительные изменения содержания Са, а также относительно высокое содержание Са-чермакитовой и эгериновой молекул, вероятно, связаны с известково-щелочной ветвью дифференциации этих образований [5].

Клинопироксены из пород габбро-диорит-плагиогранитовой формации по химическому составу и оптическим свойствам отвечают авгитам. Результаты микронзондовых анализов клинопироксенов из различных дифференциатов этой формации оказались весьма интересными вследствие большого сходства их составов. Пересчет на волластонитовую  $Wo$ , энстатитовую  $En$  и ферросилитовую  $Fs$  молекулы показывает, что в изученных клинопироксенах они колеблются в пределах  $Wo_{38,1-41,0}En_{39,1-44,5}Fs_{16,8-23,8}$ . Особенно незначительны различия в содержании энстатитовой молекулы, большей частью оно изменяется от 41 до 42 %. Несмотря на большие колебания отмечаются в содержании волластонитовой и ферросилитовой молекул. Следует отметить, что в самых ранних кристаллических фазах габброидов кристаллизация пироксена происходила с выделением относительно магнезиального авгита  $Wo_{38,1}En_{44,5}Fs_{17,4}$ , изменяющегося в сторону относительно железистого авгита  $Wo_{36,0}En_{41,0}Fs_{23,8}$ . Магнезиальность этих авгитов варьирует от 0,66 до 0,61. При сопоставлении магнезиальности пироксенов с таковыми из андезитов и базальтов отчетливо выявляется то, что первые занимают промежуточное положение. Это связано, вероятно, с изменением термодинамического режима их образования. По мере дифференциации от габбро к диоритам железистость клинопироксенов заметно увеличивается в пределах 31—39 %, а кальциевость уменьшается 42—38 %.

Для всех проанализированных клинопироксенов (авгитов) характерна низкая титанистость и глиноземистость. С одной стороны низкое содержание алюминия в авгитах объясняется малыми глубинами кристаллизации этих образований, поскольку обогащение  $Al_2O_3$  главного октаэдра в пироксенах обуславливается давлением [1]. С другой, повышенная глиноземистость пироксенов может определяться недосыщенностью маг-

## 2. Пересчет анализов пироксенов на миналы

| Анализы | $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$ | $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ | $\text{CaFe}^{3+}_2\text{SiO}_6$ | $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ | $\text{Ca}_2\text{SiO}_2$ | $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ | $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ |
|---------|-----------------------------------------|-----------------------------|----------------------------------|-----------------------------|---------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| 1       | 3,2                                     | 1,8                         | 1,1                              | 3,6                         | 37,3                      | 46,0                               | 8,0                                |
| 2       | 2,2                                     | 1,3                         | 2,0                              | 4,5                         | 28,8                      | 42,5                               | 18,7                               |
| 3       | 5,0                                     | 1,8                         | 1,6                              | 3,4                         | 29,0                      | 36,6                               | 22,6                               |
| 4       | 1,8                                     | 2,2                         | 1,1                              | 4,2                         | 34,1                      | 47,7                               | 8,9                                |
| 5       | 4,1                                     | 1,1                         | —                                | 5,9                         | 32,3                      | 36,2                               | 20,4                               |
| 6       | 5,2                                     | 0,7                         | —                                | 8,1                         | 32,0                      | 32,3                               | 21,7                               |
| 7       | 4,1                                     | 1,2                         | —                                | 6,7                         | 32,4                      | 32,8                               | 22,8                               |
| 8       | 2,3                                     | 2,3                         | 1,1                              | 4,8                         | 34,1                      | 39,8                               | 15,6                               |
| 9       | 5,0                                     | 1,0                         | 0,5                              | 6,8                         | 35,6                      | 36,6                               | 14,5                               |
| 10      | 2,4                                     | 2,2                         | 1,4                              | 3,8                         | 34,7                      | 35,2                               | 20,3                               |
| 11      | 1,9                                     | 1,9                         | 0,5                              | 4,0                         | 34,2                      | 39,0                               | 18,5                               |
| 12      | 5,1                                     | 0,7                         | —                                | 7,3                         | 35,3                      | 35,5                               | 16,2                               |
| 13      | 1,4                                     | 1,2                         | 1,4                              | 6,0                         | 34,1                      | 37,3                               | 18,6                               |
| 14      | 2,2                                     | 2,0                         | 1,1                              | 5,0                         | 32,3                      | 36,8                               | 20,6                               |

мы  $\text{SiO}_2$ , приводящей к обогащению пироксенов Са-чермакитовой молекулой [7]. Однако рассматриваемые породы перенасыщены  $\text{SiO}_2$ , что приводит к появлению свободного кремнезема.

Петрографические наблюдения свидетельствуют или о ранней, или почти одновременной кристаллизации плагиоклаза повышенной основности по сравнению с пироксенами, что может обеднять последние глинозенистым компонентом. Пределы тренда железистости клинопироксенов в исследованных породах колеблются от 18 до 43 %.

Наконец, следует рассмотреть соотношения железистости пород и железистости пироксенов. На диаграмму  $f$  пород —  $f_{\text{exp}}$  (рис. 3) вынесены все аналитические данные по клинопироксенам из пород данных формаций. По положению фигуративных точек на диаграмме можно сделать вывод, что по мере роста железистости клинопироксенов термодинамические факторы, главным об-

разом температура, играют все более подчиненную роль, и составы минералов все более приходят в равновесие с железистостью расплавов [5]. При этом железистость клинопироксенов остается меньше железистости пород. Очевидно, что в породах большая часть Fe может концентрироваться в оксидах (магнетит, титаномагнетит) или сульфидах (пирит, пирротин), не содержащих практически Mg, поэтому железистость и ее соотношение с железистостью клинопироксена будет зависеть от количества и характера рудных минералов. В целом это определяется потенциалом кислорода или серы. Так, в исследованных породах отмечается высокое количество пирита, пирротина и ряда других сульфидных минералов [2], в то же время в минеральных ассоциациях редко встречается первично магматический магнетит, буферирующий накопление железа силикатами. Очевидна связь с повышенным потенциалом серы в расплаве. В данном случае низкая фугитивность кислорода сопровождала, вероятно, весь магматический процесс, начиная с выплавки базальтов и кончая становлением интрузивных образований. Низкая фугитивность кислорода обусловила низкое  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ , что подтверждается отсутствием первичных водных силикатов (биотит, роговая обманка и др.) в минеральных ассоциациях пород. Следовательно, в момент кристаллизации магматического расплава с повышенным потенциалом серы часть избыточного железа будет переходить в сульфиды (пирит, пирротин), так что железистость пироксенов будет понижаться относительно железистости пород. Однако при дифференциации пород часть рудогенных элементов накапливается в виде собственных минералов, а другая — в остаточном расплаве.

Таким образом, проведенные исследования по химизму пироксенов достаточно полно раскрывают сложную природу форми-

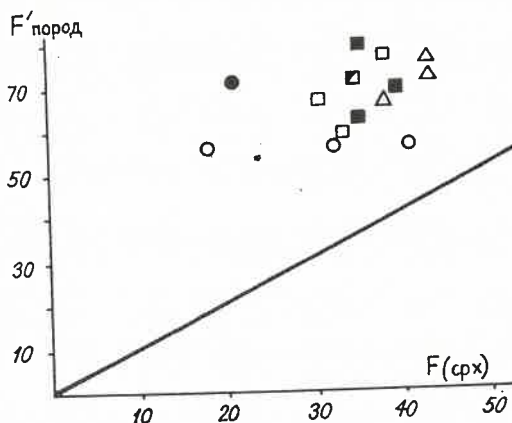


Рис. 3. Корреляционная диаграмма железистости клинопироксенов и пород:

условные обозначения см. рис. 1

рования пород магматических формаций, отличающихся геодинамической обстановкой, а также характером рудной специализации.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грин Д. Х., Рингвуд А. В. Поля устойчивости глиноземисто-пироксеновых гранатовых перидотитов и их значение в строении верхней мантии // Происхождение главных серий изверженных пород. — М.: Мир, 1972. С. 427—433.
2. Керимов Р. Б. Акцессорные минералы как индикаторы рудоносности магматических формаций южного склона Большого Кавказа // Проблемы геологии и геофизики Кавказа. — М.: Элм, 1989. С. 84—92.
3. Основные породы. — М.: Наука, 1985.
4. Шихалибеи Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. — Баку: АН Азерб. ССР, 1956.
5. Пороодообразующие пироксены. — М.: Наука, 1971.
6. Carmichael J. S. Contrib mineral and Petropol. Vol. 41, № 1, 1967. P. 67—75.
7. Carmichael J. S. Silicat activity in ignecus rocks. Am. mik., 1970. 55. P. 246—263.
8. Kushiro J., Kuno H. Origin of primary basalt magms and classification of basaltic rocks. Lurn. of petrol., 1963. Vol. 4, № 1. P. 75—90.
9. Thomson J. B. Role aliminium in rock-forming silicates. Bull, Geol. Soc. Amer., 58, 1947. P. 210—218.

Принята редколлегией 28 июня 1993 г.

## Геохимия

УДК 553.493. (-925.24)

© Е. И. Семенов, Е. Г. Проценко, 1994

### О скандиевой и редкоземельной минерализации гранитных пегматитов Акжайляу в Казахстане

Е. И. СЕМЕНОВ (ИМГРЭ), Е. Г. ПРОЦЕНКО

Выделенные ранее [5] в Тарбагатае (Юго-Восточный Казахстан) два типа пегматитов, пространственно и генетически связанные с аляскитовыми биотитовыми или со щелочными эгирин-рибекитовыми гранитами единого массива Акжайляу, характеризуются различной геохимической специализацией и отражают эволюцию физико-химических условий их формирования. В связи с этим детальное изучение минералов различных парагенетических ассоциаций каждого из этих типов пегматитов и выяснение особенностей их состава приобретает важное прикладное значение не только при установлении оценочных признаков данного типа пегматитов, но и для разработки поисковых минералогических критериев при выделении специфических геохимических провинций.

В настоящей работе приводятся результаты исследования ряда новых находок тантало-ниобатов и силикатов из пегматитов Акжайляусского массива, сопоставление которых с описанными ранее позволяет уточнить наши представления о минеральном составе данных пегматитов, выявить индикаторные признаки отдельных минералов и оценить масштабы рассеяния скандия и редких земель в данной ассоциации.

Сложно дифференцированный массив Акжайляу, с которым связаны оба типа пегма-

титов, представляет собой многофазную концентрически зональную интрузию. Петрология массива достаточно детально изучалась многими исследователями и наиболее полно изложена в обобщающей работе С. М. Бескина и др. [1]. По их мнению, массив площадью 480 км<sup>2</sup> представлен пятью магматическими комплексами, последовательно сменявшими друг друга во времени. С двумя последними из них — акжайляутасским и эспинским — генетически связаны кварцево-полевошпатовые тела с редкометальной минерализацией.

Акжайляутасский комплекс представлен мелко-, средне- и крупнозернистыми аляскитами и лейкогранитами. Породы данного комплекса распространены в южной части массива, образуя крупные полукольцевые в плане и многослойные в вертикальном разрезе пластообразные залежи. С ними генетически и пространственно связаны кварц-микроклиновые пегматиты, относимые к хрусталоносным и кварц-флюоритовым типам. Они сложены кварцем, микроклином, биотитом, редко появляется клевеландит. Из акцессорных — берилл, циртолит, ортит, торит, эпидот, сфен, Sc-чевкинит, топаз, гематит, ильменит, колумбит, эвксенит, фергусонит, апатит, монацит, багнетит, флюорит.

Наиболее молодым, завершающим фор-

мирование массива является эспинский комплекс средне-и мелкозернистых щелочных (рибекитовых, эгирин-рибекитовых и рибекит-биотитовых) гранитов, слагающих самостоятельные массивы и сложные по форме тела в северо-западной части интрузива. Среди этих пород выделяются также кварц-полевошпатовые пегматоидные тела. В их составе — кварц, микроклин, рибекит, эгирин, биотит и обильно проявляется альбитизация. Из акцессорных в них установлены: астрофиллит, ильменит, рутил, циртолит, циркон, эльпидит, эвксенит, фергусонит, пироклор, колумбит, монацит, бастнезит, гагаринит, ксенотим, торит, флюорит, криолит [3].

Геохимическое родство всех жильных дебриватов подчеркивается щелочным составом полевых шпатов, а также высоким содержанием рудных и прозрачных акцессорных минералов, набор которых практически одинаков для всех фаз: магнетит, ильменорутит, сфен, циркон, монацит, флюорит. В пегматитах к ним добавляется более обширный перечень минералов, среди которых также устанавливаются «сквозные» ассоциации, присутствующие в обоих типах пегматитов (циртолит, ильменит, эвксенит, фергусонит, торит, колумбит), и ассоциации, типичные для каждого из выделенных типов (ортит, Sc-чевкинит — для пегматитов биотитовых гранитов и пироклор, астрофиллит, гагаринит, криолит — для рибекитовых пегматитов). Различие между гранитами и пегматитами выражается в размерах выделений и количестве акцессорных минералов. В гранитах это очень мелкие выделения и сростки упомянутых минералов, а в пегматитах — довольно крупные и многочисленные образования.

Здесь рассматриваются результаты изучения акцессорной минерализации кварц-флюоритовых пегматитов, связанных с ранним биотитовым комплексом интрузивных пород. Особое внимание уделяется минералам сквозных ассоциаций, фиксирующим изменение геохимической обстановки от аляскитовых к щелочным гранитам. Большая часть минералов была отобрана в процессе детальных исследований пегматитов и представлена трудно различимыми в поле черными и бурными титано-тантало-ниобатами и силикатами, находящимися в метамиктном состоянии.

*Геологическая позиция и состав пегматитов.* Основная масса изученных пегматитовых тел сосредоточена в южной части массива, в поле развития кольцевых структур [1]. Большинство выявленных тел залегает в средне-и крупнозернистых роговообманково-биотитовых гранодиоритах, реже в крупно-среднезернистых порфировидных

гранитах раннего акжайляусского комплекса, а также во всех разностях пород более позднего акжайляутасского комплекса и в перекрывающих их вмещающих толщах вулканогенно-осадочного происхождения. Довольно частым явлением оказывается приуроченность пегматитовых тел к контактовым зонам крупных блоков ксенолитов пород ранних фаз. По-видимому, этот фактор определяет их линзовидную и штокообразную форму. Корневые части тел, как правило, не прослеживаются. Размеры пегматитовых тел составляют от единиц до нескольких десятков метров.

Располагаясь в лейкократовых гранитах главной субфазы, тела приурочены к контакту ксенолита гранодиоритов. Они имеют отчетливое зональное строение. Краевая зона представлена мелкозернистыми гранитами, непостоянна по мощности, с частыми перерывами в верхних горизонтах. По падению она в ряде случаев утолщается. Следующая по направлению к центру зона пильменного гранита обычно окружает пегматитовое тело малоомощной каймой, но с глубиной ее роль возрастает. За ней следует зона крупноблокового микроклина или кварц-микроклинового агрегата. Эта зона имеет наибольшую мощность, но с глубиной часто выклинивается. Ядро жил на 30—40 % представлено кварцевыми блоками, среди которых нередко встречаются пустоты (полости), выполненные друзами кварца.

В микроклине вблизи контакта с ядром, а в некоторых случаях и вне его, присутствуют мощные пачки темной биотитовой слюды, которые контролируют в пегматите локализацию большинства акцессорных минералов. Лишь ортит, кордиерит и турмалин не подчиняются этому контролю. По-видимому, они являются более ранними образованиями по сравнению с биотитом. Пачки слюды достигают размеров  $0,5 \times 0,5 \times 0,2$  м.

Полости с кристаллами дымчатого кварца, встречаемые в этих пегматитах, имеют отчетливо поздний, вторичный характер. Они располагаются под нависающей частью кварцевого ядра или графических зон. В пустотах развивается характерная ассоциация поздних слюд и глинистых минералов (серицит, монтмориллонит, галлуазит).

Собственно мусковит довольно широко развит в сравнительно мелких по размерам пегматитах, залегающих в гранитоидах ранней фазы. Здесь почти полностью отсутствует биотит, но обильнее более ранний по сравнению с мусковитом шерл.

В некоторых пегматитах, расположенных внутри гранитов, в краевых частях пегматоидной (блоковой) зоны присутствуют крупные кристаллы феррокордиерита, замещае-

мого флогопитом. В редких случаях в телах были установлены мелкие кристаллы берилла.

Следует также указать, что на фоне общего комплексного состава аксессуарных минералов отдельные пегматитовые тела характеризуются преимущественным развитием какого-либо одного из них. Это явление, характерное для гибридизированных пегматитов [5], не отмечалось ранее среди внутригранитных хрусталеносных пегматитов.

Широко развиты в описываемых пегматитах сложные оксиды (редкоземельные титано-тантало-ниобаты) и силикаты. Большинство из них находится в метамиктном состоянии. Общий перечень изученных авторами минералов, содержащих TR и Sc, следующий: оксиды — колумбит, самарскит, фергусонит, эвксенит, бетафит; силикаты — циртолит, торит, Sc-чевкинит; фосфаты — монацит, апатит; карбонаты — Sc-бастнезит.

**Оксиды.** Колумбит —  $(\text{Fe}, \text{MnNb}_2\text{O}_6)$  образует крупные до 3 см выделения неправильной формы в сростках с самарскитом, циртолитом, калишпатом и кварцем.

Цвет черный, зерна непрозрачны даже в тонких сколах. Блеск сильный металлический до матового, тусклого, плотность 5,2 г/см<sup>3</sup> (табл. 1).

В естественном состоянии все образцы, относимые к колумбиту, дают удовлетворительные дебаграммы, соответствующие эталонному минералу. После прокаливании при 740°C структура и относительная плотность не изменяются.

Химический состав колумбита приведен в табл. 1 (аналитики М. Е. Казакова, А. В. Быкова). Спектральным анализом постоянно устанавливаются высокие содержания скандия. По соотношению FeO: MnO исследуемый образец является разновидностью промежуточного состава.

После вычитания примесных минералов (циркона и полевых шпатов) анализ удовлетворительно рассчитывается на формулу  $\text{AB}_2\text{O}_6$ :  $(\text{Mn}_{0,52}\text{Fe}_{0,42}\text{Mg}_{0,12}\text{TR}_{0,06}\text{Th}_{0,05}\text{U}_{0,01})_{1,13}(\text{Nb}_{1,66}\text{Ti}_{0,21}\text{Ta}_{0,10})_{1,96}\text{O}_6$ .

**Самарскит** (Y, Fe) NbO<sub>4</sub> образует крупные выделения в сростках с циртолитом, колумбитом, эвксенитом. Минерал метамиктный, рентгеноаморфный. Излом раковистый. По физическим свойствам выделяются две разности: а) темно-бурый самарскит, непрозрачный или полупрозрачный (в тончайших сколах просвечивает бурым цветом), блеск сильный стеклянный до смолистого. N — 2,18 ± 0,007 (замерен в сплавах); б) смоляно-черный, непрозрачный, блеск сильный, металлический. Анализ этого минерала (см. табл. 1, обр. 3) выявляет повышенное содержание Ta, Ti, TR.

Содержание Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub> достигает 3 % (количественный спектральный анализ).

Оба анализа удовлетворительно рассчитываются на формулу ABO<sub>4</sub>:

а)  $(\text{TR}_{0,32}\text{Fe}_{0,28}^{3+}\text{Ca}_{0,12}\text{U}_{0,11}^{6+}\text{Al}_{0,04}\text{Mn}_{0,08})_{0,95}[\text{Nb}_{0,89}\text{Ti}_{0,08}\text{Ta}_{0,05}\text{I}_{0,02}\text{O}_4\text{O},8\text{H}_2\text{O}]$

б)  $(\text{TR}_{0,40}\text{Fe}_{0,13}^{3+}\text{Fe}_{0,25}^{2+}\text{U}_{0,08}^{4+}\text{U}_{0,01}^{6+}\text{Th}_{0,03}\text{Ca}_{0,05}\text{Mn}_{0,04}\text{Mg}_{0,01})_{1,00}[\text{Nb}_{0,82}\text{Ti}_{0,19}\text{Ta}_{0,07}\text{I}_{0,08}\text{O}_4\text{O},19\text{H}_2\text{O}]$

Состав редких земель (табл. 2) определялся рентгеноспектральным методом (лаборатория Р. Л. Баринского) из суммы TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, выделенной химическим путем. В описываемом самарските выявлено преобладание тяжелых лантаноидов.

После прокаливании самарскиты рекристаллизуются и дебаграммы соответствуют эталонным образцам. При этом рекристаллизация в разных образцах осуществляется в интервале от 700 до 750°C. Температурный диапазон рекристаллизации отражает степень метамиктности исследованных образцов.

Для гидратированных разностей устанавливаются два эндотермических эффекта: 195—200°C (очень четкий) и 430—500°C (слабо выражен). Соответствующая им потеря массы при прокаливании равна суммарному количеству воды в минерале.

**Фергусонит** YNbO<sub>4</sub> встречается в крупных выделениях, нередко в сростках с эвксенитом. Цвет от буровато-коричневого до коричнево-черного (порошок бурого цвета). Излом раковистый, блеск сильный стеклянный. Минерал метамиктный.

Химический состав (см. табл. 1) соответствует типичному фергусониту и после удаления Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (примесь плагиоклаза) удовлетворительно пересчитывается на формулу типа ABO<sub>4</sub>:  $(\text{TR}_{0,78}\text{Ca}_{0,12}\text{U}_{0,07}\text{F}_{0,04}^{3+})_{0,98}[\text{Nb}_{0,91}\text{Ta}_{0,01}\text{Ti}_{0,06}\text{Th}_{0,03}]_{1,01}\text{O}_4\text{O},53\text{H}_2\text{O}$ . Состав редких земель (см. табл. 2) с неодим-цериевым максимумом.

Кривые нагревания фергусонитов характеризуются двумя эндотермическими эффектами (200 и 420—480°C), соответствующими выделению воды, и одним четким экзотермическим эффектом в диапазоне 690—700°C, отвечающим рекристаллизации тетрагональной модификации. После прокаливании до 1100°C тетрагональная модификация переходит в моноклинную.

**Эвксенит** YTiNbO<sub>6</sub> образует крупные выделения в сростках с колумбитом и самарскитом. Физические свойства варьируют в широком диапазоне. Цвет минерала в разных образцах изменяется от буровато-коричневого и буровато-черного до смоляно-черного. В тонких сколах полупрозрачный и непрозрачный. Блеск сильный стеклянный до полуметаллического и металлического. Излом раковистый.

Кроме обр. 5 (см. табл. 1) образцы могут

# 1. Химический состав титано-тантало-ниобатов

| Компоненты                     | Колумбит | Самарскит |       | Фergusonит | Эвксенит |       |       |       | Бетафит |
|--------------------------------|----------|-----------|-------|------------|----------|-------|-------|-------|---------|
|                                | 1        | 2         | 3     | 4          | 5        | 6     | 7     | 8     | 9       |
| Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 60,63    | 44,67     | 40,25 | 42,39      | 29,38    | 26,10 | 23,58 | 23,22 | 19,00   |
| Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 6,24     | 4,57      | 6,25  | 0,95       | 3,29     | 6,80  | 1,20  | 3,06  | 2,66    |
| SiO <sub>2</sub>               | 2,46     | 1,36      | 1,99  | —          | 0,23     | 3,28  | 1,60  | 0,87  | 4,17    |
| TiO <sub>2</sub>               | 4,42     | 2,42      | 5,86  | 1,61       | 22,38    | 16,27 | 22,30 | 22,00 | 22,60   |
| ThO <sub>2</sub>               | 0,37     | —         | 2,88  | 3,24       | 2,55     | —     | 1,33  | 5,23  | 0,94    |
| UO <sub>2</sub>                | 0,80     | —         | 6,81  | —          | —        | —     | —     | —     | 21,49   |
| UO <sub>3</sub>                | —        | —         | 0,80  | —          | —        | 18,60 | —     | —     | —       |
| U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>  | —        | 11,35     | —     | 6,70       | 2,68     | —     | 10,80 | 6,69  | —       |
| TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,89     | 13,72     | 16,94 | 37,86      | 27,45    | 10,60 | 16,92 | 23,04 | 6,56    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,99     | 0,87      | 1,44  | 0,80       | 3,07     | 1,00  | 0,28  | 0,81  | 1,49    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | —        | 8,42      | 3,64  | 0,49       | 3,62     | 1,23  | 3,08  | 1,92  | 2,85    |
| FeO                            | 8,41     | —         | 6,75  | —          | —        | —     | —     | —     | —       |
| MnO                            | 10,25    | 2,08      | 1,31  | 0,10       | 0,24     | 0,11  | 0,35  | —     | 0,27    |
| MgO                            | 1,40     | сл.       | 0,16  | —          | 0,11     | 0,17  | 0,06  | —     | сл.     |
| CaO                            | 0,45     | 2,86      | 1,01  | 2,55       | 1,74     | 1,12  | 2,50  | 2,24  | 3,35    |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,12     | —         | 0,05  | —          | —        | —     | 0,34  | —     | 1,33    |
| K <sub>2</sub> O               | 0,04     | —         | 0,03  | —          | —        | —     | 0,24  | —     | —       |
| H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>  | 0,50     | 5,56      | 1,30  | —          | 3,11     | 14,54 | 10,40 | 7,79  | 13,43   |
| п. п. п.                       | —        | —         | 0,55  | 3,33       | —        | —     | 4,5   | —     | —       |
| Прочие*                        | 1,70     | 1,68      | 1,19  | —          | —        | —     | —     | 2,92  | —       |
| Сумма                          | 100,42   | 99,56     | 99,21 | 100,02     | 99,85    | 99,84 | 99,48 | 99,79 | 100,14  |
| Плотность, г/см <sup>3</sup>   | 5,27     | 4,71      | 5,46  | 5,37       | 4,83     | 3,52  | 3,92  | 4,49  | —       |

Примечание: 1—9 — номера образцов

\* 1. F 0,84; — O-F<sub>2</sub> 0,25; ZrO<sub>2</sub> 1,11; 2. ZrO<sub>2</sub>; 3. ZrO<sub>2</sub>; 8. PbO.

быть отнесены к гидроэвксениту. Обр. 6 резко обогащен ураном и обеднен TR (с максимумом Ln на Ce).

Спектральным анализом в эвксенитах постоянно устанавливается присутствие 0,0п—0, п % скандия, но содержания его менее устойчивы, чем в колумбите и самарските.

Пересчет химических анализов на формулу АВ<sub>2</sub>О<sub>6</sub> приводит к следующим соотношениям:

№ 5 — (TR<sub>0,65</sub> Fe<sub>0,17</sub><sup>3+</sup> Ca<sub>0,12</sub> Th<sub>0,04</sub> Mn<sub>0,01</sub> Mg<sub>0,01</sub>)<sub>1,00</sub> [Ti<sub>1,08</sub> Nb<sub>0,85</sub> Ta<sub>0,06</sub> U<sub>0,04</sub><sup>6+</sup> I<sub>2,03</sub> O<sub>6</sub> · 0,67H<sub>2</sub>O;

№ 6 — (TR<sub>0,41</sub> U<sub>0,29</sub><sup>6+</sup> Ca<sub>0,09</sub> Fe<sub>0,07</sub><sup>3+</sup> Mg<sub>0,02</sub>)<sub>0,88</sub> [Ti<sub>0,90</sub> Nb<sub>0,87</sub> Ta<sub>0,13</sub> I<sub>1,90</sub> O<sub>6</sub> · 3,56H<sub>2</sub>O;

№ 7 — (TR<sub>0,61</sub> Ca<sub>0,18</sub> Fe<sub>0,16</sub><sup>3+</sup> Mn<sub>0,02</sub> Th<sub>0,02</sub> Mg<sub>0,01</sub> U<sub>0,06</sub><sup>4+</sup>)<sub>1,06</sub> [Ti<sub>1,15</sub> Nb<sub>0,73</sub> U<sub>0,10</sub><sup>6+</sup> Ta<sub>0,02</sub> I<sub>2,00</sub> O<sub>6</sub> · 2,14H<sub>2</sub>O;

№ 8 — (TR<sub>0,65</sub> Ca<sub>0,16</sub> Fe<sub>0,10</sub><sup>2+</sup> Th<sub>0,08</sub> Pb<sub>0,05</sub>)<sub>1,04</sub> [Ti<sub>1,14</sub> Nb<sub>0,73</sub> U<sub>0,10</sub><sup>6+</sup> Ta<sub>0,06</sub> I<sub>2,02</sub> O<sub>6</sub> · 1,79H<sub>2</sub>O.

Кривые нагревания характеризуются двумя эндотермическими эффектами (200—250°C и 400—560°C) и одним экзотермическим (690—760°C). Первые два эффекта соответствуют выделению воды из минерала, при этом второй менее выразителен, чем первый. температура наступления экзотермического эффекта для каждого образца своя: от 690 до 760°C. Во всех случаях этот эффект связан с рекристаллизацией эвксенитов.

В естественном состоянии эвксениты рентгеноаморфны. После прокаливании структура соответствует эталонным эвксенитам.

Бетафит (U, TR, Ca) (Nb, Ti)<sub>2</sub>O<sub>6</sub> установ-

лен в ассоциации с микроклином, биотитом, монацитом и чевкинитом. Образует изометричные выделения, размером до 1 см и кристаллы с гранями октаэдра; рентгеноаморфен. После прокаливании дает дебаеграмму минералов группы пироклора. После вычитания примесей Si, Al и Na пересчет химического анализа (см. табл. 1, обр. 9) приводит к формуле (U<sub>0,37</sub> Th<sub>0,01</sub> Ca<sub>0,27</sub> TR<sub>0,19</sub> Fe<sub>0,16</sub><sup>3+</sup> Mn<sub>0,02</sub>)<sub>1,02</sub> [Ti<sub>1,30</sub> Nb<sub>0,66</sub> Ta<sub>0,07</sub> I<sub>2,03</sub> O<sub>6</sub>. Характерно высокое содержание титана.

Силикаты. Цирколит ZrSiO<sub>4</sub> · nH<sub>2</sub>O обнаружен в нескольких участках пегматитов. Представлен крупными выделениями неправильной формы в тесном срастании с эвксенитом, колумбитом и другими титано-ниобатами.

Цвет минерала от красновато-коричневого и бурого до темно-коричневого и зеленого. Окраска неравномерная, пятнистая, участками переходящая в грязно-зеленоватые тона. Полупрозрачный, местами непрозрачный. Блеск тусклый или стеклянный на свежих изломах. Излом раковистый. Показатель преломления N = 1,680 ± 0, 001.

Пересчет анализов (табл. 3) на формулу циркона приводит к удовлетворительным, близким к теоретическим, соотношениям компонентов:

(Zr<sub>0,96</sub> TR<sub>0,06</sub> Fe<sub>0,06</sub><sup>3+</sup> U<sub>0,02</sub><sup>6+</sup>)<sub>1,10</sub> [Si<sub>0,92</sub> O<sub>4</sub>] · 1,25H<sub>2</sub>O  
(Zr<sub>0,91</sub> TR<sub>0,04</sub> Fe<sub>0,09</sub><sup>3+</sup> U<sub>0,02</sub><sup>6+</sup> Th<sub>0,01</sub>)<sub>1,07</sub> [Si<sub>0,95</sub> O<sub>4</sub>] · 1,76H<sub>2</sub>O

В спектре редких земель (см. табл. 3) характерен Yb-максимум.

Кривые нагревания цирколитов характе-

## 2. Состав редких земель в минералах ( $\Sigma \text{Ln}_2\text{O}_3 = 100 \%$ )

| Элементы | Самарскит | Фергусонит | Эвксенит |       | Циртолит |      | Торит | Sc-чевкинит | Sc-бастнезит | Монацит | Апатит |
|----------|-----------|------------|----------|-------|----------|------|-------|-------------|--------------|---------|--------|
|          | 2         | 4          | 6        | 8     | 10       | 11   | 12    | 13          | 14           | 15      | 16     |
| La       | 6,5       | 4,0        | 12,7     | 7,2   | 1,1      | 2,2  | 6,2   | 27,0        | 26,0         | 30,2    | 6,9    |
| Ce       | —         | 17,8*      | 42,5*    | 33,2* | 4,0      | 20,0 | 23,7* | 56,0*       | 55,0*        | 50,7*   | 23,8*  |
| Pr       | —         | 5,1        | 5,4      | 7,0   | —        | —    | 4,7   | 4,8         | 4,0          | 5,8     | 7,1    |
| Nd       | —         | 17,3*      | 23,5     | 25,5* | 0,5      | —    | 18,1* | 11,6        | 11,3         | 10,6    | 19,8*  |
| Sm       | —         | 7,5        | 5,9      | 9,0   | 0,5      | —    | 7,8   | 0,7         | 1,5          | 1,5     | 13,5   |
| Eu       | —         | 0,3        | —        | 0,3   | 0,2      | —    | —     | —           | 0,1          | —       | 0,6    |
| Gd       | —         | 7,5        | 4,1      | 5,7   | 0,5      | —    | 9,1   | 0,3         | 0,5          | 0,9     | 11,5   |
| Tb       | —         | 1,6        | —        | 1,0   | —        | —    | —     | —           | —            | —       | 0,8    |
| Dy       | 10,3      | 11,2       | 3,6      | 6,2   | 6,4      | 8,9  | 15,2  | 0,1         | 0,4          | 0,3     | 5,0    |
| Ho       | 7,4       | 3,0        | —        | 0,8   | 3,0      | 6,7  | 5,3   | —           | —            | —       | 0,8    |
| Er       | 14,6      | 9,6        | 1,4      | 1,9   | 14,0     | 13,3 | 9,9   | —           | —            | —       | 2,4    |
| Tm       | 4,5       | 1,7        | —        | 0,3   | 3,5      | —    | —     | —           | —            | —       | 0,6    |
| Yb       | 52,2*     | 11,7       | 0,9      | 1,6   | 53,5*    | 42,2 | —     | —           | 0,6          | —       | 6,9    |
| Lu       | 4,5       | 1,7        | —        | 0,3   | 12,9     | 6,7  | —     | —           | —            | —       | 0,2    |
| Ln/Y     | 0,8       | 1,3        | 0,3      | 1,6   | 0,2      | 0,1  | 1,2   | —           | 160          | 66      | 1,0    |

Примечание: 2–16 — номера образцов; звездочкой отмечены шах Лн

ризуются одним эндотермическим эффектом при 210—230°C, а также двоянным экзотермическим эффектом при 870 и 912°C для одного образца и при 852 и 890°C — для другого образца.

**Торит**  $\text{Th SiO}_4$  встречается в виде мелких красно-бурых выделений в биотите и циртолите.  $N = 1,75$ . Метамиктный. После прокаливании до 900°C восстанавливает структуру торита. По химическому составу (см. табл. 3) отнесен к гидроураноториту с формулой:

$(\text{Th}_{0,66}\text{U}_{0,21}^{4+}\text{TR}_{0,08}\text{Fe}_{0,04}^{3+})_{0,99}[\text{Si}_{0,83}\text{P}_{0,16}\text{Ti}_{0,01}\text{I}_{1,00}\text{O}_4 \cdot 3,01\text{H}_2\text{O}]$ .

**Sc-чевкинит**  $\text{Ce}_4\text{ScFe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{Ti}_2\text{Si}_4\text{O}_{22}$  установлен в описываемых пегматитах и изучен Е. И. Семеновым и др. [6] как новая  $\text{CaScFe}^{3+}$  разновидность. Минерал встречен в виде пластинчатых образований размером  $0,8 \times 0,4 \times 0,1$  см. Цвет бархатно-черный до темно-красного в тонких осколках. Излом раковистый, блеск смолистый. Минерал метамиктный.

Химический состав приведен в табл. 3 и рассчитывается на формулу:  $(\text{TR}_{3,30}\text{Ca}_{0,73}\text{Th}_{0,17})_{4,20}(\text{Sc}_{0,75}\text{Fe}_{1,43}^{2+}\text{Fe}_{0,96}^{3+})_{3,14}(\text{Ti}_{1,41}\text{Nb}_{0,37})_{1,78}[\text{Si}_{4,12}\text{O}_{22}]$ . После прокаливании до 900°C дает дебаеграмму чевкинита.

Вторичные продукты изменения чевкинита представлены в описываемых пегматитах **бастнезитом** (см. табл. 3). Последний обогащен  $\text{Sc}_2\text{O}_3$  (3,3 %) и может представлять особую разновидность — Sc-бастнезит [7]. Как видно из составов чевкинита и развивающегося по нему Sc-бастнезита, основная часть скандия при изменении чевкинита остается на месте.

**Монацит**  $\text{CePO}_4$  содержит 4,5 %  $\text{ThO}_2$  (см. табл. 3). В описываемых пегматитах, кроме указанных TR-минералов, отмеча-

лись также апатит с 2,39 %  $\text{TR}_2\text{O}_3$  [6] и Sc-иксиолит [4].

Рассматривая приведенный выше материал, можно констатировать широкое развитие редкоземельных титано-тантало-ниобатов и силикатов в кварцево-флюоритовых пегматитах, связанных с аляскистыми биотитовыми гранитами. Значительно расширяются наши представления о распространении в них скандия: Sc-чевкинит, Sc-бастнезит, Sc-иксиолит, а также ортит, колумбит, самарскит (до 3 %  $\text{Sc}_2\text{O}_3$ ), эвксенит, циртолит. В то же время в Y-Ln пегматитах Акжайляу, генетически связанных со щелочными эгириновыми гранитами, скандий не обнаружен. Аналогичная картина наблюдается и в других массивах Восточного Казахстана (Кент и др.), где эгириновые граниты сочетаются с биотитовыми. Приведенные данные позволяют сделать вывод о том, что регионы распространения подобных биотитовых гранитов и кварц-флюоритовых пегматитов должны рассматриваться потенциально скандиеносными геохимическими провинциями, а указанные Sc-минералы являются прямыми поисковыми признаками. Описанные пегматиты представляют собой новый генетический тип скандиевой минерализации или даже оруденения.

Последующий процесс натрового метасоматоза (альбитизация, рибекитизация) является как бы геохимическим барьером, отделяющим скандий и, возможно, уран от редких земель. Высокая активность натрия и фтора и сокращение содержания радиоактивных элементов в поздних пегматитах щелочных гранитов, по-видимому, являются основными причинами обнаружения в них кристаллических аналогов метамиктных минералов [6]. Последние, как известно, всегда несут в своем составе сложную

### 3. Химический состав силикатов, карбоната и фосфата TR

| Компоненты                     | Циртолит |       | Торит | Sc-чевкинит | Sc-баэстнезит | Монацит |
|--------------------------------|----------|-------|-------|-------------|---------------|---------|
|                                | 10       | 11    | 12    | 13          | 14            | 15      |
| Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | —        | —     | —     | 4,08        | 0,98          | 26,61   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | —        | —     | 3,0   | —           | —             | —       |
| CO <sub>2</sub>                | —        | —     | —     | —           | 13,77         | 1,05    |
| SiO <sub>2</sub>               | 25,65    | 25,90 | 15,39 | 19,85       | 0,50          | —       |
| TiO <sub>2</sub>               | —        | —     | 0,30  | 8,94        | 20,96         | —       |
| ZrO <sub>2</sub>               | 50,28    | 50,80 | —     | —           | —             | 4,49    |
| ThO <sub>2</sub>               | 1,05     | —     | 44,21 | 3,47        | 3,13          | —       |
| UO <sub>2</sub>                | —        | —     | 14,87 | —           | —             | —       |
| U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>  | 2,18     | 2,97  | —     | —           | —             | 63,07   |
| TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,10     | 2,84  | 2,35  | 41,44       | 47,52         | —       |
| Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,19*    | 0,19* | —     | 4,14        | 3,30          | 3,16    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,03     | 3,75  | 2,62  | —           | —             | 0,37    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,10     | 2,14  | 1,48  | 6,17        | 1,33          | —       |
| FeO                            | —        | —     | —     | 8,25        | —             | —       |
| MnO                            | 0,24     | 0,51  | —     | 0,30        | —             | 0,08    |
| MgO                            | —        | —     | —     | —           | —             | 0,51    |
| CaO                            | —        | 1,00  | 1,56  | 3,27        | 3,07          | 0,31    |
| H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>  | 14,20    | 9,74  | 13,91 | —           | 2,58          | —       |
| F                              | —        | —     | —     | —           | 6,56          | —       |
| Q = F <sub>2</sub>             | —        | —     | —     | —           | 2,75          | —       |
| Сумма                          | 100,02   | 99,84 | 99,69 | 99,91       | 100,98        | 99,65   |
| Плотность, г/см <sup>3</sup>   | 3,22     | 3,45  | —     | 4,25        | —             | —       |

Примечание: 10–15 – номера образцов; звездочкой отмечены данные количественного спектрального анализа.

комбинацию многовалентных амфотеров — редких земель, ниобия, урана и тория. Чисто редкоземельные, урановые или ториевые минералы (уранинит и др.) в метамиктном состоянии не известны. Следовательно, причина метамиктизации кроется во взаимодействии этих элементов, а общая геохимическая обстановка лишь определяет возможность совместного нахождения или разделения U, Th и TR в пространстве.

В пегматитах аляскитовых (см. табл. 2) и щелочных гранитов присутствуют минералы как цериевых (монацит, чевкинит), так и иттриевых земель с максимумами Ln на Nd-Ce (эвксенит, фергусонит, торит) и Yb (самарскит, циртолит). Пегматиты щелочных гранатов обогащены минералами YSm (гагаринит), а также Zr, Nb, Be, Na, аляскитовых гранитов — минералами Sc, U, Ta, K, Sn, W.

Таким образом, изученные минералы при всей сложности их составов обнаруживают конкретные индикаторные свойства, характеризующие эволюцию геохимического процесса при образовании дериватов в аляскитовых и щелочных гранитах Восточного Ка-

захстана. Авторы благодарят М. П. Кулакову за помощь в работе.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бескин С. М., Ларин В. Н., Марин Ю. Б. Редко-металльные гранитовые формации. — Л.: Недра, 1979. С. 280.
2. Горжевская С. А., Сидоренко Г. А., Гинзбург А. И. Титано-тантало-ниобаты. — М.: Недра, 1974. С. 343.
3. Минеев Д. А. Геохимия апогранитов и редкометалльных метасоматитов северо-западного Тарбагатая. — М.: Наука, 1968. С. 183.
4. Некрасов И. Я. Необычная ассоциация ниобиевого рутила и скандиевого иксиолита из пегматитов хребта Шубар-Байтал (Восточный Казахстан) // Минералогический журнал. 1986. № 4. С. 47–57.
5. О содержании скандия в кварц-флюоритовых пегматитах Казахстана / Е. И. Семенов, М. П. Кулаков, Л. П. Костюнина и др. // Геохимия. 1966. № 2. С. 244–246.
6. Семенов Е. И., Костюнина Л. П., Кулаков М. П. Редкоземельная акцессорная минерализация в кварц-флюоритовых пегматитах Казахстана // Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов. М., 1967. С. 137–149.
7. Семенов Е. И., Марченко Е. Я., Гончарова Е. И., Чашка О. И. Про продукты зминення чевкиниту // Докл. АН УССР. 1971.

Принята редколлегией 27 декабря 1993 г.

## Многоволновое глубинное сейсмическое зондирование при мелкомасштабных прогнозных исследованиях

Н. К. БУЛИН (ВСЕГЕИ), А. В. ЕГОРКИН (Центр «Геон»)

Результаты многоволнового ГСЗ были использованы нами при прогнозировании районов кимберлитового магматизма на севере Русской платформы [2]. В настоящей статье приведена прогнозная оценка оруденения халькофильно-сидерофильного профиля (Ni, Co, Cu, Cr). При этом также использован метод аналогий.

В качестве первоначального эталонного объекта с ярко выраженным минерагеническим профилем выбрана Норильско-Хараелаская металлогеническая зона, в пределах которой сосредоточено несколько уникальных медно-никелевых месторождений (Талнах и др.) и большое число проявлений Ni, Cu [5, 9, 10]. Рассматриваемая металлогеническая зона или ее близкий аналог — Нижнеенисейская зона (см. рис. 1) — исследованы ГСЗ, ГСЗ—МОВЗ по профилям Диксон—Хилок, Воркута—Тикси и др. [1, 4, 13]. Зона пересечена вкрест простирания детально отработанным профилем многоволнового ГСЗ по линии оз. Пясино — оз. Кета протяженностью 230 км (рис. 1). В отличие от ранее выполненных исследований ГСЗ на упомянутом профиле и на секущем его геотраверсе оз. Тенгиз — г. Норильск — море Лаптевых впервые для рассматриваемого региона получен детальный скоростной разрез по продольным и поперечным волнам, определено отношение  $v_p/v_s$  в отдельных блоках и на этой основе сделаны оценки процентного содержания в них  $\text{SiO}_2$  (рис. 2). По степени детальности изучения скоростных характеристик консолидированной земной коры разрез по линии оз. Пясино — оз. Кета не имеет равных среди всех глубинных сейсмических разрезов в медно-никелевых провинциях мира и может рассматриваться в качестве эталонного для рудных объектов сульфидной медно-никелевой формации.

По данным рассматриваемого профиля определены специфические признаки глубинного строения металлогенической зоны (рудного района), представляющие наибольший интерес при выявлении его сейсмических аналогов: 1) наличие в интервале 20—27 км (13—20 км ниже кровли кристаллического фундамента) мощной зоны пониженной скорости (ЗПС) поперечных волн

(3,6—3,68 км/с), отличающейся аномально высокими значениями  $v_p/v_s$  (1,88—1,92) при скачке этого параметра на кровле и подошве ЗПС соответственно 0,13 и 0,14; 2) приподнятое положение кровли высокоскоростных пород с  $v_p \geq 6,8$  км/с (5—7 км ниже поверхности кристаллического фундамента); 3) высокая скорость  $v_p$  (8,38 км/с) в верхней части мантии; 4) приуроченность к северо-западному флангу металлогенической зоны наклонной отражающей границы (глубина 8—18 км); 5) высокая расслоенность «средней коры» (20—35 км) по данным поперечных отраженных волн; 6) наличие в верхнем слое консолидированной коры относительно «локального» (40—90 км в поперечнике) включения пород с аномально низкими значениями  $v_p/v_s$  — 1,56—1,63 (см. рис. 2).

Обращает на себя внимание, что наиболее контрастные скоростные аномалии (высокие  $v_p/v_s$  — 1,88—1,92) приурочены к верхней половине среднecкоростного слоя и наблюдаются примерно в том же интервале, ниже кровли кристаллического фундамента, что и в районах продуктивного кимберлитового магматизма Архангельской алмазонасной провинции [2]. Однако в отличие от последней сличность аномального среднecкоростного блока здесь наименьшая (43—45 %  $\text{SiO}_2$ ) по сравнению со всеми смежными блоками консолидированной земной коры. Среднecкоростный слой выделяется нами в том же объеме, что и в трехслойной сейсмической модели континентальной земной коры Н. И. Павленковой [12, 13]. Вторым важнейшим признаком является приподнятое положение кровли высокоскоростных пород в сейсмическом разрезе.

Как видно на рис. 1, 2, проекция выделенного нами на глубине 20—27 км аномального среднecкоростного блока, названного Норильско-Хараеласким, примерно отвечает по местоположению Нижнеенисейской полиметалльной зоне, где главные рудные элементы — Ni, Co, Cu, Pt [5].

Таким образом, пространственная корреляция металлогенических особенностей северо-запада Сибирской платформы с аномальными сейсмическими признаками среднecкоростного слоя представляется достаточно

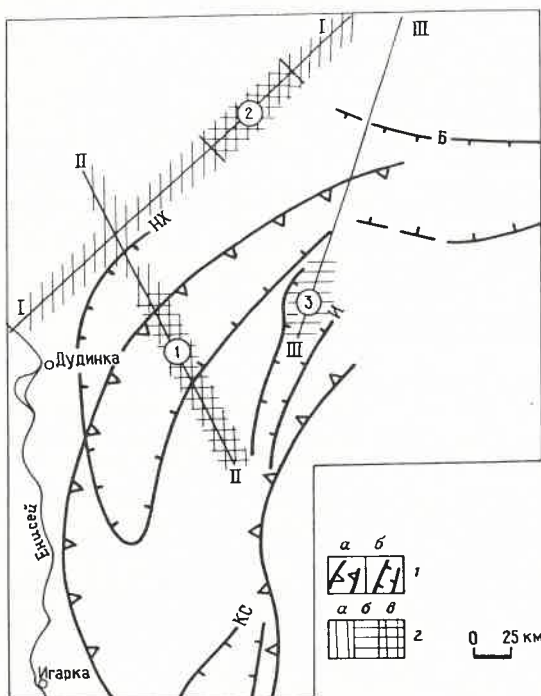


Рис. 1. Сопоставление распределения металлогенических зон на территории северо-запада Сибирской платформы и параметра  $V_p/V_s$  в среднекоровом слое:

линии профилей многоволнового ГСЗ (или их фрагменты): I—I — оз. Тенгиз — г. Норильск — море Лаптевых, II—II — оз. Пясино — оз. Кета, III—III — оз. Лама — р. Янгода; I — металлогенические зоны: а — Нижнеенисейская [5, 10], б — другие зоны (НХ — Норильско-Хараелахская, Б — Большеавамская, И — Имангдинская, КС — Курейско-Северореченская; 2 — участки профилей ГСЗ с различными значениями параметра  $V_p/V_s$  в верхней части среднекорового слоя: а — 1,78—1,79; б — 1,84; в — 1,88—1,92; цифры в кружках — проекции зон с  $V_p/V_s \geq 1,84$ : 1 — Норильско-Хараелахская, 2 — Крестовкинская, 3 — Абагалахская

очевидной, что является основанием для использования данных многоволнового ГСЗ при мелкомасштабных прогнозно-металлогенических исследованиях.

Используем метод аналогий для выявления сейсмических аналогов Норильско-Хараелахской области. В соответствии с признаками, приведенными в таблице, графы 3—5, 7—11, почти полным аналогом эталонной области можно считать лишь Крестовкинскую зону (2 на рис. 1 и в таблице). По местоположению и ширине она может быть сопоставлена с Большеавамской металлогенической зоной (Ni, Co) и является, вероятно, ее северо-западным продолжением. Гораздо худшим аналогом является Абагалахская область (3 на рис. 1), выделенная по данным профиля оз. Лама — р. Янгода и приуроченная к Имангдинской медно-нике-

левой зоне [9]. Отличительные особенности Абагалахской зоны — пониженные значения  $v_p/v_s$  и  $v$  в аномальном слое по сравнению с эталонной областью (см. таблицу). Наблюдается изменение  $v_p/v_s$  от 1,84 в кровле до 1,76 в подошве аномального слоя. Необходимо отметить, что в отличие от Норильско-Хараелахской в Имангдинской зоне не обнаружено крупных месторождений Cu, Ni. Нельзя исключать, что понижение скоростных характеристик среднекорового слоя в рассматриваемой металлогенической зоне и ее пониженный потенциал в отношении промышленной никеленосности находятся в парагенетической связи. Тем не менее, по главному признаку — наличию в среднекоровом слое мощной толщи пород, отличающейся сравнительно высокими значениями  $v_p/v_s$  — обе медно-никелевые зоны (Норильско-Хараелахская и Имангдинская) проявились сходным образом. Можно показать, что высокие или повышенные значения  $v_p/v_s$  в верхней половине среднекорового слоя присущи всем другим минерагеническим зонам с промышленным оруденением или рудопроявлениями Ni, Co, Cu, Cr, пересеченным профилями многоволнового ГСЗ (см. таблицу).

В качестве второго эталона с промышленным оруденением преимущественно сидерофильного профиля можно принять район, расположенный в юго-восточной бортовой зоне Уральской складчатой системы и названный нами Буруктаьским (см. 19, рис. 3). Район входит в Джетыгаринскую металлогеническую зону, главными рудными компонентами которой являются Au, Cr, Fe, Ni [5]. Основной промышленный потенциал этой зоны связан с месторождениями силикатно-кобальт-никелевой формации [8]. Южная часть Джетыгаринской зоны пересечена геотраверсом многоволнового ГСЗ г. Эмба — г. Колпашево, в сечении которого выявлена Буруктаьская аномальная зона (см. рис. 2). Почти непосредственно в створе геотраверса и в 20—30 км северо-западнее его имеются промышленные Буруктаьское и Аккаргинское (Ni, Co) и непромышленное Аккаргинское (Cr) месторождения, связанные с корами выветривания мезозоя по серпентинитам. Также поблизости от упомянутого геотраверса на территории Казахстана выявлено Бучеткольское промышленное месторождение (Ni, Co) того же генезиса.

Буруктаьская аномальная зона проявилась в сейсмическом разрезе прежде всего увеличением значения  $v_p/v_s$  (1,85—1,86). Содержание  $\text{SiO}_2$  в аномальном блоке на глубинах 10—18 км ниже кровли фундамента существенно пониженное (52 %) по сравнению со смежными блоками земной

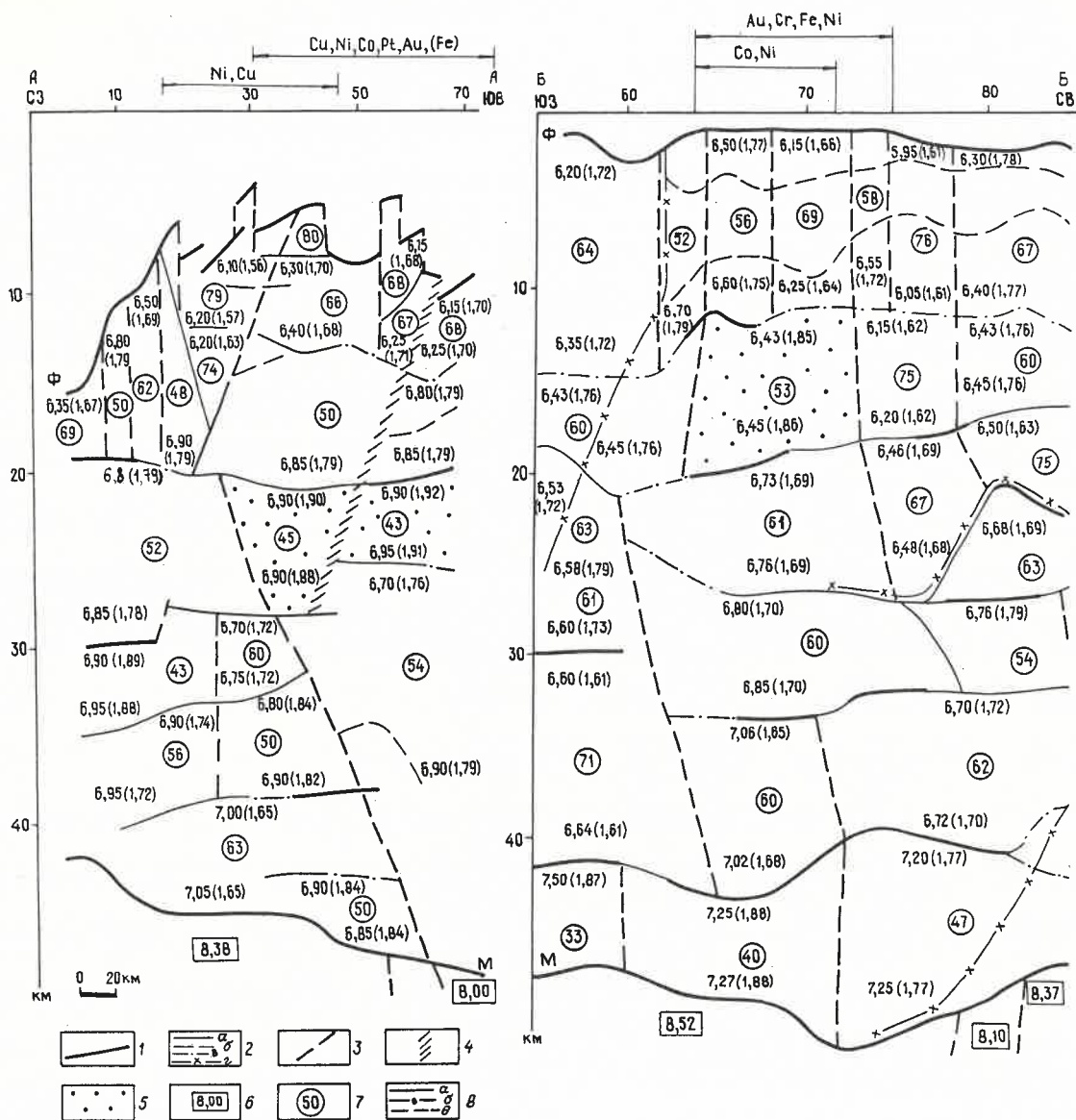


Рис. 2. Глубинные сейсмические разрезы через Норильско-Хараелахскую (А-А) и Джетыгаринскую (Б-Б) зоны вдоль профиля многоволнового ГСЗ. Составили в Центре «Геон»: разрез А-А — А. В. Егоркин, Л. В. Акиншина, Э. Г. Данилова, Т. И. Данилова, С. К. Зюганов, Л. И. Зюганова, В. Ф. Коломиец, Т. П. Трушников, Л. Б. Щеглова; разрез Б-Б — А. В. Егоркин, Л. В. Акиншина, Э. Г. Данилова, Т. И. Данилова, Л. И. Кагалова, Е. Д. Казаченко:

верхняя часть разреза упрощена; вертикальный масштаб в 10 раз крупнее горизонтального; 1 — внутрикоровые границы, построенные по двум и более типам сейсмических волн (Ф — поверхность кристаллического фундамента, М — Мохоровичича); 2 — границы, построенные по продольным и поперечным отраженным волнам ( $a$ ), по обменным волнам ( $b$ ), введенные в разрез для наилучшего совпадения расчетных годографов с наблюдаемыми ( $\theta$ ), по продольным отраженным волнам, наклонные ( $z$ ); 3 — границы блоков с различными скоростными характеристиками; 4 — тектонические нарушения; 5 — зоны (блоки) с anomalously высокими  $v_p/v_s$  в среднечетвертом слое; 6 — граничная скорость продольных волн на границе М, км/с; 7 — содержание  $\text{SiO}_2$ , %; 8 — положение металлогенических зон в сечении их профилями ГСЗ по данным: а — [5], б — [9], в — [8]; цифры на разрезе — скорость продольных волн, км/с, в скобках —  $v_p/v_s$

коры (60—75). Почти идентичные особенности глубинного строения, за исключением скорости  $v_p$  в кровле мантии, характерны для Эмбинской аномальной зоны (см. 20, рис. 3 и таблица), расположенной в южной части Тагил-Магнитогорской полиметал-

льной зоны [5]. Главным рудным полезным ископаемым в южной части этой зоны (южнее Орска) является хром (Кемпирсайское и другие месторождения), известны месторождения меди, а также проявления никеля и кобальта.

Как видно из таблицы, по основным сейсмическим характеристикам Буруктальская и Эмбинская аномальные зоны незначительно отличаются от первоначального эталона, хотя их металлогенические особенности достаточно индивидуальны. Учитывая вышеизложенное, мы сочли возможным одни и те же критерии применить для выявления потенциальных металлогенических зон существенно различного генезиса — сульфидной медно-никелевой и силикатно-кобальт-никелевой формаций (Ni, Co, Cu, Cr, Pt). К сейсмическим аналогам эталонных областей (Норильско-Хараелахской и Буруктальской) предлагается относить районы, где в верхней половине среднекорового слоя  $v_p/v_s$  1,85—1,92, скачок этого параметра на кровле и подошве слоя порядка 0,05—0,15, а  $v_p$  в кровле аномального слоя 6,43—6,90 км/с.

В Имангдинской зоне, для которой характерны небольшие промышленные месторождения Cu, Ni и Fe, а также рудопроявления Cu, Ni [9],  $v_p/v_s$  в аномальном слое находится в пределах 1,76—1,84. Минимальное значение  $v_p/v_s$  — 1,76 рассматривалось как нижний порог аномалий, представляющих интерес при прогнозных исследованиях на оруденение халькофильно-сидерофильного профиля.

Вдоль геотраверсов многоволнового ГСЗ общей длиной 27000 км выделено 22 аномальные зоны с  $v_p/v_s$ , равными 1,76—1,92 в верхней половине среднекорового слоя (см. таблицу). Во внимание принимались только такие аномалии, горизонтальный размер которых не превосходил 120 км. Суммарная протяженность аномальных зон в сечении их профилями ГСЗ составляет 1345 км или 5 % от общей длины рассмотренных геотраверсов. Преобладающие размеры аномальных зон в сечении их сейсмическими профилями (55—75 км) не сильно отличаются от поперечных размеров линейно вытянутых металлогенических (структурно-металлогенических) зон [8, 10]. Необходимо учитывать, что субэллиптическая конфигурация проекций аномальных зон на рис. 3 показана условно. Преобладающие глубины кровли — 10—13 км, подошвы аномальных зон — 18—19 км. Из 17 аномальных зон с известной скоростью  $v_p$  на границе М в 15 областях ее значения относительно высокие (8,2—8,6 км/с). В пределах Русской и Баренцевской платформ выявлено пять аномальных зон (4, 5, 6, 10, 13), Западно-Сибирской платформы — десять, Сибирской платформы — три (1—3). Значительная концентрация аномальных зон (19, 20, 21) фиксируется в периферических частях Уральской складчатой системы.

Приведенные в таблице и на рис. 3 обла-

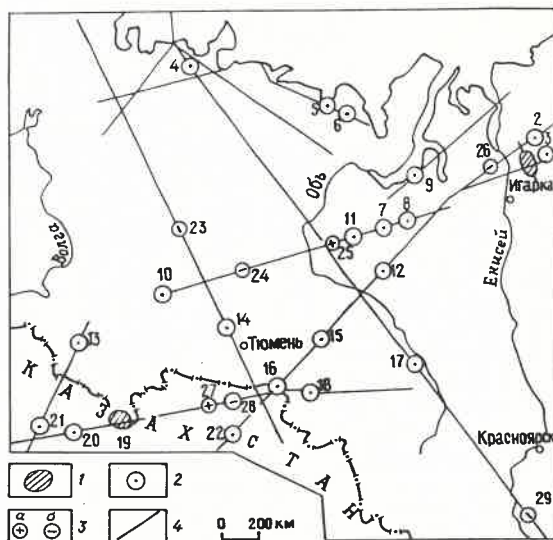


Рис. 3. Распределение в Западной России проекций на земную поверхность аномалий параметра  $v_p/v_s$  в среднекоровом слое по данным многоволнового ГСЗ. Использованы данные Центра «Геон» за 1980—1991 гг.:

примерные контуры проекций на земную поверхность аномальных блоков с повышенными и высокими значениями  $v_p/v_s = 1,76$  в среднекоровом слое: 1 — Норильско-Хараелахская (1) и Буруктальская (19) области (сейсмические эталоны),  $v_p/v_s$  1,85—1,92; 2 — области со значениями  $v_p/v_s$  1,76—1,89 в верхней половине среднекорового слоя; 3 — области с высокими значениями  $v_p/v_s = 1,84$  в нижней половине среднекорового слоя (17—30 км ниже кровли кристаллического фундамента), в т. ч.  $v_p/v_s$  — 1,84—1,85 (а) и 1,86—1,91 (б); 4 — линии профилей многоволнового ГСЗ. Характеристика аномальных областей 1—22 дана в таблице

сти с аномалиями параметра  $v_p/v_s$  в первом приближении можно подразделить на две группы: близкие сейсмические аналоги эталонных областей и «отдаленные». На территории Западной Сибири выделено шесть областей первой группы (2, 8, 10, 12, 13, 17), в Казахстане — две (20, 21, см. таблицу). Число областей второй группы — 22. Относительно вероятных перспектив этих областей можно сказать следующее. Под обоими сейсмическими эталонами скорость  $v_p$  на границе М достаточно высокая (8,38 и 8,52 км/с). Поэтому среди аномальных областей с  $v_p/v_s \leq 1,84$  относительно более высокими перспективами на обнаружение месторождений сульфидной медно-никелевой и силикатной кобальт-никелевой формаций обладают Верхненадымская, Сюньганская, Имчитская и Викуловская зоны, в пределах которых скорость  $v_p$  на границе Мохоровичича составляет 8,46—8,60 км/с (см. таблицу). В то же время перспективы Сопчамыльской аномальной зоны ( $v_p/v_s =$

Особенности глубинного строения областей с повышенными и высокими значениями  $v_p/v_s \geq 1,76$  в верхней половине среднекорового слоя

| Область                  | Размер в сечении профилем, км | $v_p/v_s$ в аномальном слое |         | $H_{кр. ф. км}$ | $H_a, км$ |         | $v_p, км/с$ в кровле аномального слоя | $v_p, км/с$ на границе М | I | II | III     | IV |
|--------------------------|-------------------------------|-----------------------------|---------|-----------------|-----------|---------|---------------------------------------|--------------------------|---|----|---------|----|
|                          |                               | Кровля                      | Подопла |                 | Кровля    | Подопла |                                       |                          |   |    |         |    |
| 1. Норильско-Харалахская | 115                           | 1,92                        | 1,88    | 5-10            | 13        | 20      | 6,90                                  | 8,38                     | + | —  | —       | +  |
| 2. Крестовинская         | 70                            | 1,89                        | 1,88    | 12              | 14        | 22      | 6,90                                  | 8,20                     | + | +  | —       | —  |
| 3. Абагалахская          | 60                            | 1,84                        | 1,76    | 8               | 12        | 19      | 6,10                                  | —                        | — | —  | —       | +  |
| 4. Пезанская             | 90                            | 1,84                        | 1,83    | 4               | 7         | 13      | 7,05                                  | 8,38                     | — | +  | Надвиг  | —  |
| 5. Талотаяхинская        | 45                            | 1,87                        | 1,86    | 10              | 8         | 13      | 6,27                                  | —                        | — | —  | Надвиг  | —  |
| 6. Сопчамьельская        | 50                            | 1,89                        | 1,89    | 6               | 7         | 13      | 5,95                                  | —                        | — | —  | Надвиг  | +  |
| 7. Верхненадымская       | 55                            | 1,83                        | 1,83    | 7               | 10        | 17      | 6,50                                  | 8,46                     | — | —  | —       | —  |
| 8. Танловская            | 75                            | 1,86                        | 1,86    | 9               | 13        | 18      | 6,80                                  | 8,46                     | — | —  | Раздвиг | —  |
| 9. Большеширтанская      | 80                            | 1,80                        | 1,80    | 8               | 13        | 26      | 6,78                                  | —                        | + | —  | —       | —  |
| 10. Сылвинская           | 45                            | 1,86                        | 1,86    | 4               | 11        | 15      | 6,60                                  | 8,37                     | — | —  | Надвиг  | —  |
| 11. Сюньганская          | 55                            | 1,81                        | 1,81    | 5-6             | 11        | 18      | 6,71                                  | 8,46                     | — | —  | —       | —  |
| 12. Айкаганская          | 60                            | 1,86                        | 1,85    | 5-7             | 13        | 18      | 6,70                                  | 8,23                     | + | —  | Раздвиг | —  |
| 13. Ясногорская          | 35                            | 1,87                        | 1,87    | 6,5             | 10        | 18      | 6,46                                  | 8,20                     | — | —  | Надвиг  | —  |
| 14. Талицкая             | 60                            | 1,82                        | 1,82    | 3               | 12        | 18      | 6,75                                  | 7,85                     | — | —  | —       | —  |
| 15. Имчитская            | 65                            | 1,78                        | 1,78    | 6               | 10        | 16      | 6,50                                  | 8,60                     | — | —  | —       | —  |
| 16. Викуловская          | 90                            | 1,78                        | 1,78    | 5               | 14        | 23      | 6,60                                  | 8,60                     | + | +  | —       | —  |
| 17. Усть-Васюганская     | 85                            | 1,86                        | 1,82    | 5,5             | 15        | 24      | 6,88                                  | 8,25                     | — | +  | —       | —  |
| 18. Старосолдатская      | 45                            | 1,84                        | 1,81    | 4               | 6         | 19      | 6,55                                  | 8,00                     | — | —  | —       | —  |
| 19. Буруктальская        | 80                            | 1,85                        | 1,86    | 1-2             | 10        | 18      | 6,43                                  | 8,52                     | — | —  | —       | +  |
| 20. Эмбинская            | 50                            | 1,85                        | 1,85    | 5-11            | 12        | 19      | 6,40                                  | 8,20                     | + | —  | —       | +  |
| 21. Верхнесагайская      | 60                            | 1,89                        | 1,88    | 7-8             | 11        | 18      | 6,48                                  | 8,20                     | — | +  | —       | —  |
| 22. Иммантауская         | 80                            | 1,78                        | 1,76    | 0               | 12        | 28      | 6,35                                  | —                        | — | —  | Надвиг  | —  |

Примечание.  $H_{кр. ф.}$  — глубина поверхности кристаллического фундамента;  $H_a$  — глубина аномального слоя от кровли кристаллического фундамента; I — наличие внутрикоровой наклонной отражающей границы; II — приуроченность к региональным структурам центрального типа; III — приуроченность к разрывным нарушениям в фундаменте; IV — приуроченность к районам с промышленным оборудованием или проявлениями Ni, Cu, Co, Cr; номера областей соответствуют номерам на рис. 3.

1,89), в которой известны проявления Cu, Ni, ввиду присущей ей низкой скорости  $v_p$  (5,95 км/с) в аномальном слое могут быть оценены, по предварительным данным, несколько ниже, чем, например, Талотаяхинской зоны, в пределах которой она более высокая. Сделанные выше сравнительные оценки перспектив оруденения халькофильно-сидерофильного профиля носят условный характер, поскольку базируются исключительно на сейсмических характеристиках земной коры.

Рассмотрим теперь особенности площадного распределения аномалий параметра  $v_p/v_s$  и их связь с некоторыми структурами земной коры и геофизическими параметрами. В пределах Западно-Сибирской платформы обращает на себя внимание относительно компактная группа аномальных зон, расположенных между Сургутом и Надымом. Наиболее близкими сейсмическими аналогами эталонных областей являющиеся аномальные зоны 8 и 12,17 ( $v_p/v_s = 1,85—1,86$ ,  $v_p$  6,70—6,88 км/с). Две из них (8 и 12) приурочены к субмеридиональной зоне раздвигов, расположенной в 50—100 км западнее известной Колтогорско-Уренгойской зоны рифтогенеза. Следует отметить, что все наиболее близкие аналоги эталонов (8, 12, 17) расположены в полосе субмеридионального направления, удаленной от западной границы Сибирской платформы примерно на 500—600 км.

Часть аномальных зон приурочена к структурам центрального типа с поперечными размерами от 50 до 170 км (преимущественно 130—170 км). Все аномальные зоны, выделенные в пределах Русской и Баренцевской платформ, оказались приуроченными к структурам надвигового типа. Характерно, что около половины выделенных аномалий параметра  $v_p/v_s$  тяготеют или непосредственно приурочены к зонам стыка областей с резко различными глубинами нижних кромок намагниченных тел [3]. Хотя большая часть аномалий расположена в областях развития базит-гипербазитовых интрузивных комплексов, им не отвечает сколько-нибудь повышенная намагниченность геологических образований — примерно в 70 % случаев средняя намагниченность пород не превосходит 0,2 А/м [6].

Выяснение генезиса аномалий параметра  $v_p/v_s$  и их минерагенической информативности затруднено тем, что большая их часть находится на территориях, покрытых мощным чехлом осадочных отложений. Для решения этих вопросов определенное значение могут иметь следующие геолого-геофизические данные.

1. Судя по оценкам содержания  $\text{SiO}_2$  (43—56 %) на основе сейсмических данных и

основываясь на прямых геологических наблюдениях в открытых районах, блоки, где установлены повышенные и высокие значения  $v_p/v_s$  (1,76—1,92) в среднекоровом слое, можно рассматривать, по крайней мере, до глубины 15—20 км как базифицированные блоки земной коры. Об этом свидетельствует и приуроченность к ним положительных гравитационных аномалий (Мезенская, Норильская и др.).

2. В пределах всех зон с оруденением халькофильно-сидерофильного профиля, пересеченных профилями многоволнового ГСЗ, высокие значения  $v_p/v_s$  в среднекоровом слое сопряжены с их пониженными значениями — 1,56—1,68 (см. рис. 2) — в верхнекоровом. Таким образом, наблюдается телескопирование аномальных зон в радиальном направлении.

3. Имеются прямые свидетельства повышенной неотектонической активности выделенных областей с аномалиями параметра  $v_p/v_s$ , например, приуроченность к части из них относительно локальных поднятий земной поверхности, приуроченность к Старосолдатской зоне (см. 18, таблица) очага сильного тектонического землетрясения [11].

4. Отмечается пространственная корреляция металлогенических (структурно-металлогенических) зон с аномалиями  $v_p/v_s$ , зафиксированными в верхней половине среднекорового слоя. Связь аналогичных аномалий, установленных в верхнем и самом нижнем слоях консолидированной земной коры, с эндогенной металлогенической зональностью, по предварительным данным, гораздо менее тесная. Отмечен случай приуроченности нефтегазового месторождения в осадочном чехле к району, где на глубинах 17—24 км  $v_p/v_s = 1,83$  (см. 7, таблица).

5. Значительная часть рассматриваемых аномальных зон связана с разрывными нарушениями (надвигами, раздвигами), показанными на карте разломов [7].

Как указывалось, металлогеническая зональность с оруденением халькофильно-сидерофильного профиля наиболее коррелирована с блоками, в которых в верхней половине среднекорового слоя значения  $v_p/v_s$  высокие или увеличенные. Отмеченное соответствие металлогенических и сейсмических данных может свидетельствовать о пространственной и, возможно, временной корреляции процессов, обусловивших формирование структуры упругих свойств глубоких слоев земной коры, с одной стороны, и особенностей рудогенеза, с другой. Если это допущение отвечает реальности, тогда глубинные блоки в интервале примерно 10—20 км ниже кровли фундамента, в которых зафиксированы высокие значения

$v_p/v_s$ , с известной долей условности, можно рассматривать как своеобразные рудогенерирующие, или, во всяком случае, как рудоинициирующие палеоочаги. Возможно, что выделенные среднекоровые аномальные блоки представляют собой дочерние центры более глубоких рудогенерирующих систем.

Выяснение природы возникновения аномалий  $v_p/v_s$  в среднекоровом слое имеет непосредственное отношение к выяснению генезиса эндогенных рудных месторождений. Не следует, однако, думать, что любая аномалия с  $v_p/v_s \geq 1,85$  на глубинах около 10—20 км может быть коррелирована с повышенной концентрацией в приповерхностной зоне рудных компонентов халько-сидерофильного профиля. Некоторые такие аномалии, по-видимому, сопряжены с блоками аномально высокой тектонической напряженности, резкой анизотропии напряженного состояния, столь характерных для базит-ультрабазитовых комплексов горных пород. Нельзя исключать и связь отдельных аномалий со скоплениями углеводородов, тесно ассоциирующих в некоторых регионах с массивами основных и ультраосновных пород. Один из возможных сейсмических признаков различия «рудных» и «безрудных» аномалий  $v_p/v_s$  (значение  $v_p$ ), имеющих вероятностный характер, был рассмотрен ранее.

Кроме отмеченных аномалий на основе главного признака — наличия зоны  $v_p/v_s$ , равных 1,84—1,91, в нижней половине среднекорового слоя на глубинах преимущественно 18—27 км ниже кровли кристаллического фундамента — в разных тектонических регионах Российской Федерации и в северной части Казахстана намечено еще семь относительно «локальных» областей со средними размерами в створе профилей около 70—100 км (см. 23—29, рис. 3). Обращает на себя внимание, что две области (23, 24) с аномально высокими  $v_p/v_s$  (1,86—1,91) расположены в зоне обрамления Уральской складчатой системы и в совокупности с ранее выделенными зонами (10, 13, 14, 19, 20, 21) формируют своеобразный «шлейф», опоясывающий структуры Среднего, Южного Урала и Мугоджар. Для выяснения минерагенического значения относительно глубоких положительных аномалий  $v_p/v_s$ , равных 1,84—1,91, требуются дополнительные исследования.

Основные выводы проведенной работы заключаются в следующем.

1. На основе анализа данных многоволнового ГСЗ по двум разнотипным районам с оруденением халькофильно-сидерофильного профиля, расположенным на северо-западе Сибирской платформы (Нарильско-Харалахский) и в юго-восточной части Ураль-

ской складчатой системы (Буруктальский), определены главные сейсмические признаки консолидированной части земной коры, которые предлагается использовать как косвенные критерии для выявления районов, перспективных на обнаружение оруденения Ni, Cu, Co, Cr: а) наличие на глубинах 10—20 км ниже кровли кристаллического фундамента толщи пород, отличающейся аномально высокими значениями  $v_p/v_s$  (1,85—1,92) при скачке этого параметра на кровле и подошве аномальной толщи порядка 0,05—0,15; б) повышенные значения скорости  $v_p$  (6,43—6,90 км/с) в кровле аномальной толщи; в) преимущественно высокие значения скорости  $v_p$  (8,38—8,52 км/с) на границе Мохоровичича. Определяющее значение имеют первые два признака.

Предложенные критерии проверены на примере еще двух металлогенических зон.

2. По данным анализа профилей ГСЗ общей длиной около 27000 км выделено 22 аномалии параметра  $v_p/v_s$  (1,76—1,92) в верхней половине среднекорового слоя, восемь из которых отнесено к близким сейсмическим аналогам Норильско-Харалахского и Буруктальского эталонных районов. Из них шесть областей находятся в Западной России, а две — в Казахстане. Наибольшее число выделенных аномальных областей, в т. ч. наиболее перспективные на обнаружение в их пределах оруденения Ni, Cu, Co, Cr, расположено в пределах Западно-Сибирской платформы, а также в периферических частях Уральской складчатой системы. Преобладающие размеры аномальных зон в плане (55—75 км) близки к поперечным размерам металлогенических зон.

3. Выявлены связи среднекоровых аномалий  $v_p/v_s$  и  $v_p$  с некоторыми геолого-геофизическими характеристиками консолидированной земной коры: а) все аномальные зоны, выделенные в пределах Русской и Баренцевской платформ, приурочены к зонам надвигов; б) большая часть аномальных зон расположена в блоках с низкой намагниченностью геологических образований, что в целом характерно для районов концентрации большинства металлических полезных ископаемых [3].

4. Для разработки дополнительных критериев прогнозирования оруденения халькофильно-сидерофильного профиля и выяснения генезиса сейсмических аномалий в среднекоровом слое необходимы профильно-площадные детальные исследования методом многоволнового ГСЗ в других типовых рудных районах. Первоочередной объект для таких исследований — Печенгский никеленосный район.

5. Анализ аномалий параметра  $v_p/v_s$  в консолидированной земной коре весьма пер-

спективен в прогнозно-металлогенических исследованиях, и работы в этом направлении должны быть существенно расширены. Большая часть региональных профилей глубинной сейсморазведки в рудных районах должна отрабатываться методом многоволнового ГСЗ.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аветисов Г. П., Голубков В. С. Глубинное строение центральной части Норильского рудного района по данным МОВЗ—ГСЗ // Сов. геология. 1984. № 10. С. 86—94.
2. Булин Н. К., Егоркин А. В. Прогнозирование районов кимберлитового магматизма на севере Русской платформы по сейсмическим данным // Сов. геология. 1991. № 10. С. 82—91.
3. Булина Л. В. Распределение металлических полезных ископаемых среди намагнитченных образований // Геология и геофизика. 1978. № 5. С. 103—109.
4. Егоркин А. В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР. М., 1991 & С. 118—134.
5. Ильин К. Б. Региональная металлогения СССР. — М.: Недра, 1974.
6. Карта намагнитченных образований территории СССР и дна прилегающих морей. Масштаб 1: 5 000 000 / Под ред. Л. В. Булиной. М., 1981.
7. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. Масштаб 1: 2 500 000 / Под ред. А. В. Сидоренко. — М.: Аэрогеология, 1980.
8. Карта структурно-металлогенических зон территории СССР. Масштаб 1: 10 000 000 / Под ред. Д. В. Рундквиста. — Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
9. Металлогеническая карта Сибирской платформы. Масштаб 1: 2 500 000 / Под ред. Н. С. Малича. — Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
10. Металлогеническая карта СССР. Масштаб 1: 2 500 000 / Под ред. В. Г. Грушевой, К. Б. Ильина, Г. С. Лобазина и др. М., 1971.
11. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н. В. Кондорской, Н. В. Шабалина. — М.: Наука, 1977.
12. Павленкова Н. И. Волновые поля и модель земной коры (континентальной части). — Киев: Наук. думк., 1973.
13. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР / Под ред. С. М. Зверева, И. П. Косминской. — М.: Наука, 1980.

УДК 551.241

© А. Я. Бродский, Н. И. Воронин, И. А. Миталев, 1994

## Модель глубинного строения зоны сочленения кряжа Карпинского и Астраханского свода

А. Я. БРОДСКИЙ (Астраханская геофизическая экспедиция),  
Н. И. ВОРОНИН (АСТРАХАНГЕОЛКОМ), И. А. МИТАЛЕВ (ИННИИГТ)

Нефтегазопроисковые работы на южном борту Прикаспийской впадины, и в частности в пределах Астраханского свода и его южного обрамления, в зоне сочленения с кряжем Карпинского, требуют более четких представлений о глубинном строении территории. С этой целью здесь отработан ряд сейсмических профилей МОГТ с продолжительностью записи 10—20 с, позволяющих получить сведения о строении территории соответственно до глубин 25 и 60 км.

При полевых работах использовались взрывные источники возбуждения. Система наблюдения — фланговая; вынос источника возбуждения 50 м, шаг между центрами групп сейсмоприемников 50 м. Кратность наблюдений 48; длина годографа 4800 м, на отдельных профилях 9600 м, что позволило получить разрезы ОГТ по ближней системе (удаление до 4800 м) и по дальней (4800—9600 м), дополняющей ближнюю, а также сводный разрез с 96-кратным накоплением. Материалы обрабатывались по стандартным программам с применением миграции.

Результаты комплексной интерпретации сейсмических материалов с учетом данных других методов позволяют отметить ряд

принципиальных особенностей строения мантии, кристаллического фундамента и их влияние на формирование осадочного чехла в пределах основных тектонических элементов рассматриваемой территории (рис. 1, 2).

В зоне сочленения кряжа Карпинского и Прикаспийской впадины верхняя кромка мантии характеризуется специфическим строением (см. рис. 1). В северо-восточной части кряжа поверхность Мохоровичича прослеживается на глубине порядка 40 км. В зоне сочленения, в пределах выделяемого здесь Каракульского прогиба, происходит расслаивание (разрыв) поверхности Мохоровичича, и южный отрезок границы М поддвигается под северный в направлении Прикаспийской впадины (рис. 3). Примененная длительность сейсмической записи (20 с) позволила проследить поддвижение границы на протяжении 40 км, а глубину погружения до 20 км. В районе сдвигания границ фиксируется интенсивная отрицательная аномалия силы тяжести. Последняя, судя по расчетам, не может быть объяснена только влиянием мощной толщи осадочных отложений, выполняющих здесь Каракульский прогиб.

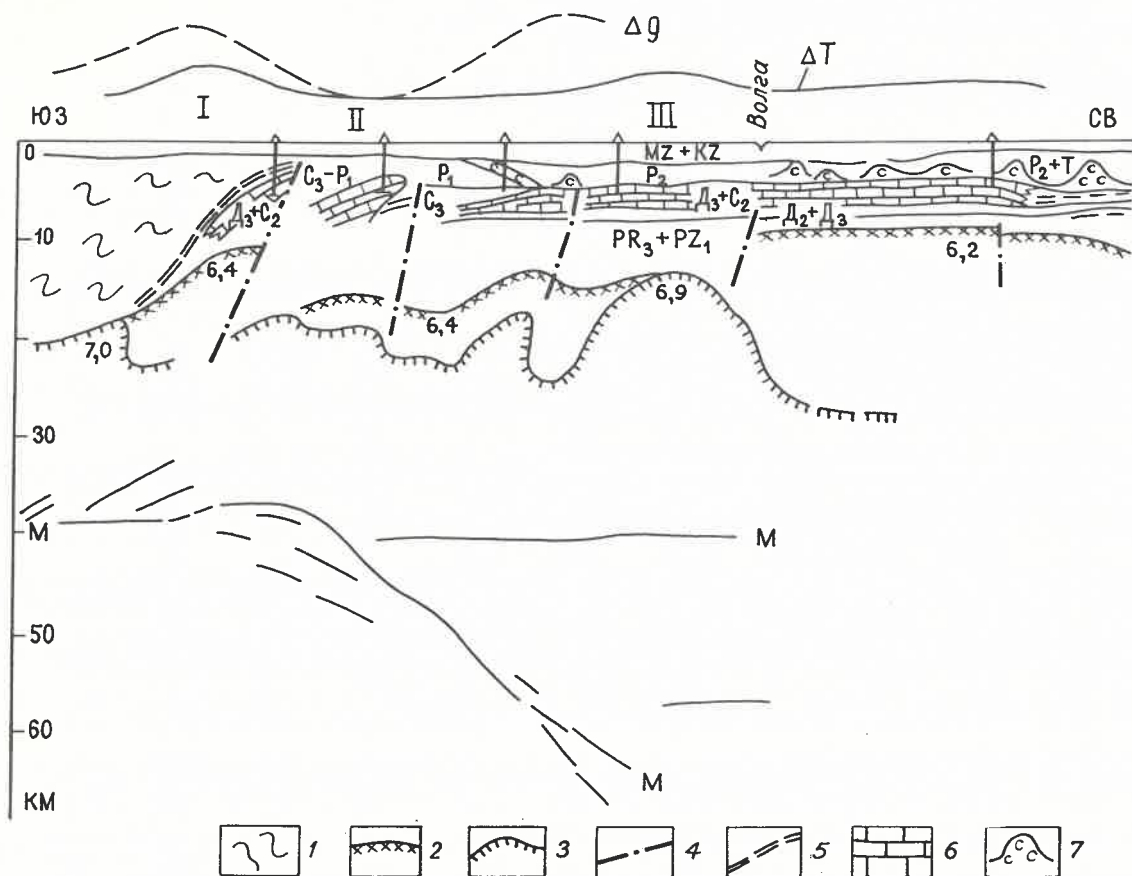


Рис. 1 Сводный геолого-геофизический разрез земной коры зоны сочленения кряжа Карпинского и Астраханского свода:

1 — палеозойские складчатые образования кряжа Карпинского; 2 — кровля кристаллического фундамента; 3 — поверхность «отражательного» комплекса; 4 — основные глубинные разломы; 5 — проекция поверхности надвига; 6 — карбонатные толщи; 7 — соляные купола; цифры на разрезе — значения  $v_r$ , км/с: I — кряж Карпинского, II — Каракульский прогиб, III — Астраханский свод

На временных разрезах ОГТ в интервале регистрации отражений, относимых к консолидированной коре, выделяется пакет волн с высокой плотностью, различающихся по интенсивности, преимущественно напряженных осей синфазности. На рассматриваемой территории такая сейсмическая запись на отдельных участках характеризует практически весь временной интервал, в пределах которого регистрируются волны, связанные с кристаллическим фундаментом. На этих участках значения граничных скоростей поверхности фундамента по материалам сейсморазведки КМПВ составляют 6,8—7 км/с [2]. Такой «отражательный» комплекс на уровне кристаллического фундамента установлен и в других регионах [4].

Наличие этого комплекса в консолидированной коре подтверждено зондированием электроразведкой ЗСБ с использованием в качестве источника тока мощных газодина-

мических генераторов. На отдельных зондированиях на глубинах, совпадающих с кровлей «отражательного» комплекса, отмечается скачкообразное повышение электропроводности.

Полученные данные и их сопоставление с материалами по другим регионам [4, 5 и др.] позволяют предположить, что «отражательный» комплекс пород фундамента связан с серпентинизированными ультрабазами и амфиболитами. О морфологии этой поверхности в районе работ дает представление рис. 2. По кровле «отражательного» комплекса здесь выделяется ряд линейно вытянутых зон высокоамплитудных (5—10 км) выступов. Для них характерны пологие южные и юго-западные склоны и крутые (ступенеобразные) северные и северо-восточные. Выявляется внутренняя чешуйчатая структура отдельных выступов.

В северо-восточной (левобережной) части

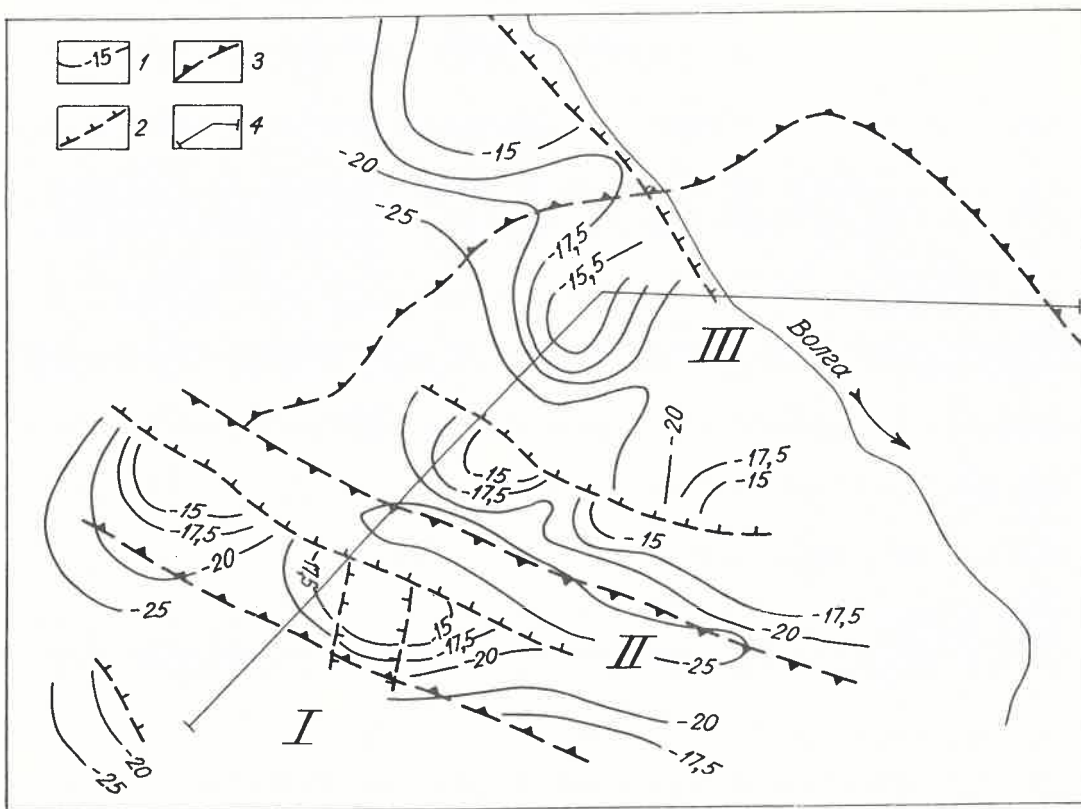


Рис. 2. Структурная схема по кровле «отражательного» комплекса:

1 — изогины поверхности «отражательного» комплекса, км; 2 — участки его резкого погружения; 3 — границы основных тектонических элементов; 4 — линия сводного геолого-геофизического разреза

Астраханского свода поверхность «отражательного» комплекса резко погружается. По материалам отработанных здесь сейсмических профилей с 10-секундной записью комплекс практически не прослеживается.

Поверхность кристаллического фундамента по материалам сейсморазведки МОГТ фиксируется не повсеместно: наиболее устойчиво — в пределах кряжа Карпинского, менее устойчиво — в Каракульском прогибе, а на территории Астраханского свода — только на отдельных непротяженных участках профилей. Поэтому основные сведения о поверхности фундамента в пределах свода базируются на результатах интерпретации сейсморазведки КМПВ и других геофизических методов, выполненных в начале 60-х годов [2]. Эти материалы, а также результаты проведенных исследований свидетельствуют о сложном строении поверхности фундамента. На отдельных участках она практически совпадает с кровлей «отражательного» комплекса. Здесь по материалам КМПВ значения  $v_r$  составляют 6,8—7 км/с. На большей части Каракульского прогиба и правобережье Астраханского свода поверхность фундамента прослеживается на 2—3

км выше «отражательного» комплекса и характеризуется значениями  $v_r$ , равными 6,4 км/с. При этом наблюдается соответствие в целом структурных планов поверхности фундамента и «отражательного» комплекса. В левобережной части свода по поверхности фундамента выделяется крупный выступ; значения  $v_r$  по поверхности фундамента 6,2 км/с. «Отражательный» комплекс здесь залегает ниже поверхности фундамента на 18 км и более.

Особенности строения «отражательного» комплекса проявляются и в отложениях осадочного чехла. Так, цепочке выступов по этому комплексу в пределах Каракульского прогиба соответствует Каракульско-Смушкова зона крупных, сложно построенных поднятий по карбонатным отложениям карбона. Другой, выделяемой севернее зоне выступов, соответствует Южно-Астраханская зона поднятий правобережного блока Астраханского свода. Менее четко в рельефе каменноугольных отложений проявляется третья полоса выступов. Однако ей соответствуют значения мощностей карбонатных отложений верхнего девона — среднего карбона в пределах Астраханского свода [1].

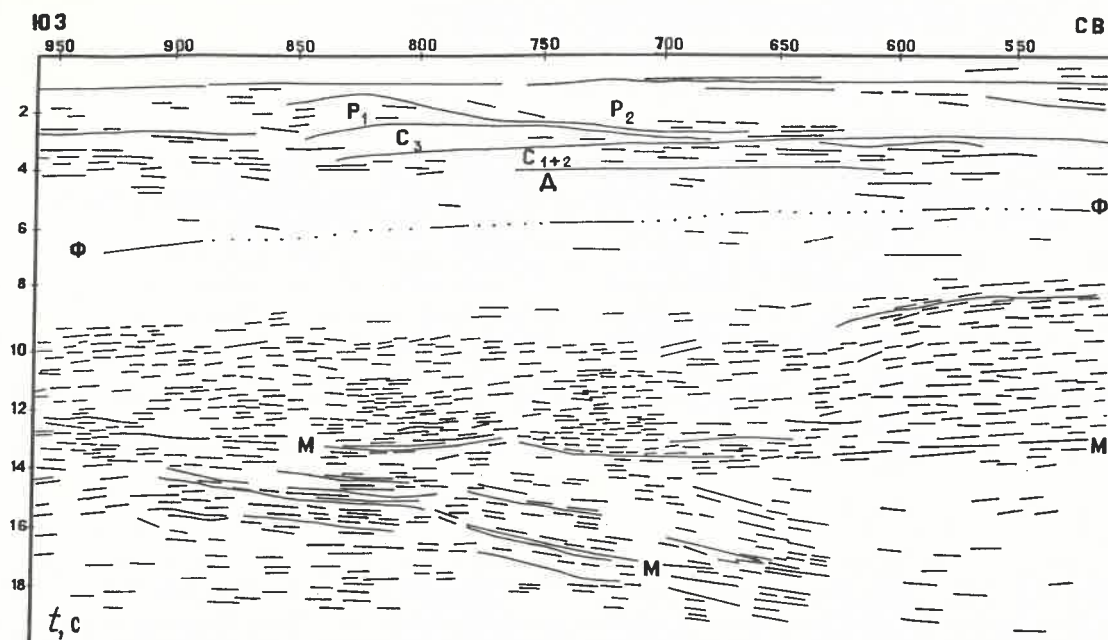


Рис. 3. Фрагмент временного разреза по сейсмическому профилю ОГТ 2.1.90 в пределах Каракульского прогиба

Здесь же фиксируются резкие изменения интервальных скоростей в отложениях осадочного чехла по сейсмическим данным. В магнитном поле четко выделяется интенсивная положительная аномалия. Не исключено, что она генетически связана с интенсивной магматической деятельностью.

Расслаивание верхней кромки мантии, поддвижение ее в северном направлении привели к возникновению длительных напряжений и сложных деформаций в консолидированной коре, что обусловило формирование глубинных разломов, взбросо-надвиговых нарушений и в целом блоковое строение фундамента и нижних частей осадочного чехла. По-видимому, с этим связано надвижение палеозойских образований кряжа Карпинского на платформенные отложения Прикаспийской впадины. За счет сдвиговой деформации в районе Северного Каспия можно объяснить и смещение к северу восточной части кряжа Карпинского, отмеченное ранее по геолого-геофизическим материалам [3].

Таким образом, по результатам проведенных исследований, использующих отраженные волны с близзвертикальным падением

лучей, установлена более сложная картина формирования и эволюции земной коры, чем предполагалась ранее, исходя из модели двухслойного субпараллельного залегания «базальтового» и «гранитного» слоев с достаточно выдержанными их толщинами. Новые материалы уточняют существующие представления о геологическом строении зоны сочленения кряжа Карпинского и Астраханского свода.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бродский А. Я., Миталев И. А. Новые данные о геологическом строении Калмыцко-Астраханского Прикаспия // Нефтегазовая геология, геофизика и бурение. 1984. Вып. 1. С. 6—8.
2. Бродский А. Я., Миталев И. А. Строение поверхности кристаллического фундамента Калмыцко-Астраханского Прикаспия // Сов. геология. 1987. № 12. С. 85—87.
3. Бродский А. Я. Глубинное строение южной бортовой зоны Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. 1989. № 6. С. 22—25.
4. Кунин Н. Я. Строение литосферы континентов и океанов. — М.: Недра, 1989.
5. Разницын Ю. Н., Трофимов В. В. Тектоническое скучивание океанической коры в зоне разломов Зеленого мыса (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1987. № 2. С. 45—56.

# Компьютерный метод выделения нормального поля при межскважинном (межвыработочном) радиопросвечивании в локально-неоднородных георазрезах

С. С. КЕВОРКЯНЦ, В. Ю. АБРАМОВ (ЦИНГРИ)

Изучение методами радиопросвечивания межскважинного (РП-МС) или межвыработочного (РП-МВ) пространства на достаточно протяженных вдоль скважины или выработки интервалах наблюдений, как правило, проводится веерным способом измерений — передатчик фиксирован на заданной глубине в одной скважине (выработке), которую условимся называть первым профилем, а приемник перемещается вдоль второй скважины (выработки), которую назовем вторым профилем. Затем передатчик устанавливается на новую глубину и весь процесс измерений снова повторяется [1]. Разрешающая способность описанного метода при решении задач выделения и локализации неоднородностей георазрезов определяется степенью достоверности оценок параметров, необходимых для расчета нормального поля — аппаратно-измерительного коэффициента системы передатчик—среда—приемник, который принято обозначать  $E_0$ , и среднестатистический коэффициент поглощения  $\bar{k}$  среды, заполняющей межскважинное (межвыработочное) пространство при исключении из него георадиоволновых неоднородностей — локальных объектов, коэффициенты экранирования от которых  $\mathcal{E} = 1,5$  и более. Указанные выше параметры  $E_0$ ,  $\bar{k}$ , которые назовем основными параметрами нормального (фоновое) поля, обычно определяются из результатов РП, проведенного на заведомо безрудных и достаточно однородных участках и, как правило, графическим способом. Эти параметры определяют, исходя из следующей интерпретационной формулы для поля в волновой зоне источника [1]:

$$\ln \left( \frac{U_j R_j}{\sin \theta_j^{(1)} \sin \theta_j^{(2)}} \right) \approx \ln E_0 - \bar{k} R_j, \quad (1)$$

где  $j = 1, 2, \dots, N$  — порядковый номер (индекс) луча,  $R_j$  — длина  $j$ -ого луча, а  $\theta_j^{(1)}$  и  $\theta_j^{(2)}$  — углы, образованные им с осями первого и второго профилей,  $U_j$  — измеренная разность потенциалов, пропорциональная амплитуде напряженности электрического поля в точке приема для  $j$ -ого луча. В выражении (1) правая часть представляет собой ординату, а  $R_j$  — абсциссу для линейной зависимости, где  $\ln E_0$  — свободный член и  $\bar{k}$  — коэффициент линейной регрессии. Соотношения вида (1)

сохраняют приемлемую точность в областях значений  $\theta_j^{(1)}, \theta_j^{(2)}$ , определяемых неравенствами  $\theta_j^{(1),(2)}, \pi - \theta_j^{(2),(1)} \leq 30^\circ$ , за пределами которых ошибки при определении параметров  $E_0$  и  $\bar{k}$  могут быть недопустимо велики даже когда искажения поля, связанные с геопомехами, несущественны.

Ниже предлагается методика и алгоритм автоматизированной обработки на ПЭВМ результатов РП-МС и РП-МВ, основанные на строгих формулах для нормального поля и численно-статистическом подходе, что вместе обеспечивает значительное повышение надежности определения  $E_0$  и  $\bar{k}$  в условиях сложной геометрии взаимного расположения излучающей и приемной антенн и при наличии искажений измеряемого поля аппаратными шумами и локальными неоднородностями с коэффициентами экранирования  $\mathcal{E} \ll 1$  и  $\mathcal{E} \gg 1$ , которые назовем возмущающими объектами.

Определим строгое выражение для разности потенциалов  $U$  на концах приемной антенны, рассматривая в качестве излучающей и приемной антенн элементарные вибраторы. С этой целью введем векторы  $\vec{l}^{(1)} = l_j^{(1)} \vec{v}^{(1)}$ ,  $\vec{l}^{(2)} = l_j^{(2)} \vec{v}^{(2)}$ , где  $l_j^{(1)}, l_j^{(2)}$  — действующие длины соответственно передающей и приемной антенн,  $\vec{v}^{(1)}$  и  $\vec{v}^{(2)}$  — единичные векторы направления дипольных моментов соответственно излучающей и приемной антенн. Составляющие векторов  $\vec{l}^{(1)}$  и  $\vec{l}^{(2)}$  могут быть представлены через пары углов соответственно  $\alpha^{(1)}, \psi^{(1)}$  и  $\alpha^{(2)}, \psi^{(2)}$ , представляющих азимутальные и зенитные направления осей излучающей и приемной антенн следующего вида:

$$\begin{aligned} v_x^{(s)} &= \sin \alpha^{(s)} \cos \psi^{(s)}; \\ v_y^{(s)} &= \sin \alpha^{(s)} \sin \psi^{(s)}; \\ v_z^{(s)} &= \cos \alpha^{(s)}; \\ (s &= 1, 2). \end{aligned} \quad (2)$$

Компоненты напряженности электрического поля вибратора, ось которого направлена произвольно относительно осей  $x, y, z$  декартовой системы координат, в обобщенной форме можно представить как:

$$E_{x'x''} = \frac{i\omega\mu_0 I_{\text{эф}} l_d^{(1)}}{4R} \exp(ikR) (\vec{j}_{x'} \cdot \vec{v}^{(2)}) e_{x'x''}, \quad (3)$$

где  $x', x'' = x, y, z$ ,  $I_{\text{эф}}$  — эффективная сила тока в передающей антенне, которая не

известна,  $\omega$  — круговая частота электромагнитных колебаний,  $\mu_0$  — магнитная постоянная (вмещающие среды, как правило, слабомагнитны),  $k = k' + ik''$  — комплексное волновое число,  $\vec{r}_{x''}$  — орт координатной оси  $x''$  ( $x'' = x, y, z$ );  $e_{x''}$  — безразмерные параметры, определяемые для однородной изотропной среды из следующих выражений:

$$\begin{aligned} e_{xx} &= \left(1 - \frac{X^2}{R^2}\right) - \left(1 - \frac{3X^2}{R^2}\right)G_1(kR); \\ e_{yy} &= \left(1 - \frac{Y^2}{R^2}\right) - \left(1 - \frac{3Y^2}{R^2}\right)G_1(kR); \\ e_{zz} &= \left(1 - \frac{Z^2}{R^2}\right) - \left(1 - \frac{3Z^2}{R^2}\right)G_1(kR); \\ e_{xy} &= e_{yx} = -\frac{XY}{R^2}G_2(kR); \\ e_{xz} &= e_{zx} = -\frac{XZ}{R^2}G_2(kR); \\ e_{yz} &= e_{zy} = -\frac{YZ}{R^2}G_2(kR). \end{aligned} \quad (4)$$

Здесь

$$\begin{aligned} G_1(kR) &= \frac{i}{kR} - \frac{1}{k^2 R^2}, \\ G_2(kR) &= 1 + 3G_1(kR), \end{aligned}$$

$X, Y, Z$  — проекции вектора расстояния  $\vec{R}$  на оси  $x, y, z$ .

Если числа  $e_{x''}$  рассматривать как элементы девятикомпонентного тензора  $e$ , а величину  $U$  как результат скалярного произведения полного вектора напряженности электрического поля на вектор момента приемного диполя-антенны, то для  $U$  можно получить следующую зависимость:

$$\begin{aligned} U &= \vec{E} \vec{l}^2 = \\ &= \frac{i\omega\mu_0 I_\theta^{(1)} I_\theta^{(2)} I_{\text{эф}}}{4\pi R} \exp(ikR) ((\vec{v}^{(1)}, \vec{e})(\vec{v}^{(2)})), \end{aligned} \quad (5)$$

где внутренние круглые скобки представляют вектор от левого произведения тензора на вектор, а внешние — скалярное произведение векторов следующего явного вида:

$$e = [1 + G(kR)]V_1 - V_2 G(kR), \quad (6)$$

где

$$\begin{aligned} V_1 &= \nu_x^{(1)}\nu_x^{(2)} + \nu_y^{(1)}\nu_y^{(2)} + \nu_z^{(1)}\nu_z^{(2)}; \\ V_2 &= \nu_x^{(1)}\nu_x^{(2)}\frac{X^2}{R^2} + \nu_y^{(1)}\nu_y^{(2)}\frac{Y^2}{R^2} + \nu_z^{(1)}\nu_z^{(2)}\frac{Z^2}{R^2} + \\ &+ (\nu_y^{(1)}\nu_x^{(2)} + \nu_x^{(1)}\nu_y^{(2)})\frac{XY}{R^2} + \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} &+ (\nu_x^{(1)}\nu_z^{(2)} + \nu_z^{(1)}\nu_x^{(2)})\frac{XZ}{R^2} + \\ &+ (\nu_y^{(1)}\nu_z^{(2)} + \nu_z^{(1)}\nu_y^{(2)})\frac{YZ}{R^2}. \end{aligned}$$

Для амплитуды разности потенциалов  $U$ , регистрируемой на измерительном пульте, согласно формулам (5) и (6), имеет место соотношение:

$$U = E_0 \frac{\exp(-k''R)}{4\pi R} e, \quad (7)$$

где  $E_0 = 1/4\pi\omega\mu_0 I_\theta^{(1)} I_\theta^{(2)} I_{\text{эф}}$ ; величину  $U$  условимся для простоты называть измеряемым полем. Поскольку реальные значения  $I_{\text{эф}}$ ,  $I_\theta^{(1)}$  и  $I_\theta^{(2)}$  не известны, то  $E_0$  может быть оценено при обработке данных полевых измерений.

Предлагаемый в данной работе компьютерный способ определения  $E_0$  и  $k''$  при сильных возмущениях в значительной части данных представляет собой метод наименьших квадратов (МНК) с итеративной переоценкой весовых коэффициентов для компонент вектора невязки и итеративным уточнением поправочного коэффициента при векторе данных, примененный к двухпараметрической линейной регрессии, суть которого изложим ниже.

Пусть измерения проведены по  $M$ -лучам. Лучу с индексом  $j$  ( $j = 1, 2, \dots, M$ ) соответствует совокупность параметров  $\alpha_j^{(1)}, \psi_j^{(1)}, \alpha_j^{(2)}, \psi_j^{(2)}$  и  $R_j$ , через которые определяются геометрические характеристики  $j$ -ой пары стоянок передатчика и приемника, т. е. компоненты векторов  $\vec{v}^{(1)}$  и  $\vec{v}^{(2)}$  и, следовательно, коэффициенты  $V_{1j}, V_{2j}$ . Соотношение вида (7) для  $j$ -го луча после логарифмирования будет иметь следующий вид:

$$w_j = w_0 - k''R_j + d_j, \quad (8)$$

где  $w_j = \ln(U_j R_j / e_j)$ ,  $w_0 = \ln E_0$ ,  $d_j = \ln \Theta_{\text{пом } j}$ ,  $\Theta_{\text{пом } j}$  — коэффициент экранирования, обусловленный ошибками измерений и наличием возмущающих объектов, включая геопомехи.

Параметр  $w_j$  в левой части формулы (8) зависит от волнового числа  $k$ , которое нам неизвестно, однако, как видно из формулы (6), для поля в волновой зоне ( $kR > 1$ ) этой зависимостью в нулевом приближении можно пренебречь, поэтому, если  $e_j^q$  приближение параметра  $e_j$  на  $q$ -й итерации, то с учетом вышесказанного из формулы (8) имеем

$$e_j^q = V_{1j} - V_{2j}. \quad (9)$$

Подставляя последнее выражение в левую часть соответствующего соотношения вида (8) и применяя метод наименьших квадратов для одномерной линейной регрессии, получим нулевые приближения для  $\ln E_0$  и  $k'' = w_0^{(0)} k_0''$ , которые в общем могут зна-

чительно отличаться от реальных значений. Решение МНК с итеративной переоценкой весовых коэффициентов заключается в минимизации квадратичного функционала невязки

$$\Phi(w_o^{(q)}, k_o^{(q)}) = \sum_{j=1}^M P_j^{(q)} d_j(w_o^{(q)}, k_o^{(q)}) = \Phi^{(q)}. \quad (10)$$

Здесь

$$d_j(w_o^{(q)}, k_o^{(q)}) = w_j^{(q)} - (w_o^{(q)} - \bar{k}_{(q)} R),$$

$P_j^{(q)}$  — весовые коэффициенты на  $q$ -й итерации, которые при  $q = 0$  равны 1, а при  $q > 1$  определяются из условия обратной зависимости от  $|d_j|$ . Минимизация  $\Phi$  приводит к системе нормальных уравнений, имеющей следующее решение:

$$\bar{k}_{(q)} = \frac{\bar{P}_{(q)} \bar{W}_{(q)} \bar{R} - \bar{W}_{(q)} \bar{R}}{\bar{P}_{(q)} (\bar{R})^2 - \bar{R}^2}; \quad (11)$$

$$w_o^{(q)} = \frac{\bar{P}_{(q)} \bar{R} \bar{W}_{(q)} \bar{R} - \bar{W}_{(q)} \bar{R}}{\bar{P}_{(q)} (\bar{R})^2 - \bar{R}^2}, \quad (12)$$

где  $\bar{P}_{(q)} = \sum_{j=1}^M P_j^{(q)}$ ,  $\bar{W}_{(q)}$ ,  $\bar{R}$  и т. д. — средневзвешенные для совокупностей  $\{w_j^{(q)}\}$ ,  $\{R_j\}$ ,  $\{R_j^2\}$  и т. д. с весами  $\{P_j^{(q)}\}$ . Весовые коэффициенты для  $q$ -й итерации определяются по следующей схеме. Рассчитывается средневзвешенная величина для совокупности абсолютных значений отклонений на  $(q-1)$ -й итерации  $\{d\}$  по формуле:

$$D_q = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M |d_j^{(q-1)}|, \quad (13)$$

$$(d_j^{(q-1)} = d_j(w_o^{(q-1)}, k_o^{(q-1)}).$$

Весовые коэффициенты зададим следующим образом: будем полагать, что они распределены по нормальному закону, выраженному соотношением:

$$P(d) = \exp(-d^2 \gamma_q) \quad (14)$$

в пределах интервала  $-D_q \leq d \leq D_q$ , и равны 0 вне этого интервала. В центре интервала  $[-D_q, D_q]$ , т. е. при  $d = 0$ , как следует из формулы (14), имеем  $P(0) = 1$ ; на концах указанного интервала зададим  $P(\pm D_q) = \Delta_q < 1$ , где  $\Delta_q = C \Delta_{q-1}$ ,  $C < 1$ . Параметр  $\gamma_q$ , определяющий скорость убывания весового коэффициента (14), рассчитывается из соотношения

$$\gamma_q = \frac{1}{D_q^2} \ln \frac{1}{\Delta_q}. \quad (15)$$

На каждой итерации после определения  $\bar{k}''^{(q)}$  оценивается фазовый коэффициент

$$\bar{k}_{(q)} = \sqrt{(\bar{k}_{(q)}'')^2 + 4,3865 \cdot 10^{-4} F \epsilon_j}, \quad (16)$$

после чего определяется волновое число  $\bar{k}_{(q)} = \bar{k}_{(q)}' + i \bar{k}_{(q)}''$  и рассчитываются поправочные коэффициенты:

$$e_j^{(q)} = |V_{1j} [1 + G_1 (\bar{k}_{(q)} R_j)] - V_{2j} G_2 (\bar{k}_{(q)} R_j)|. \quad (17)$$

Итерационный процесс в котором  $\delta_o$ ,  $\delta_1$ , ...,  $\delta_q$ , ... — строго сходящаяся последовательность, обеспечивает достаточное приближение параметров  $\bar{k}_{(q)}''$  и  $E_o^{(q)}$  на определенной итерации к их истинным значениям. Вычислительный эксперимент на большом числе вариантов задаваемых моделей показал, что после некоторой ( $q$ -й) итерации наблюдается постепенный уход с ростом  $q$  значений  $E_o^{(q)}$  и  $\bar{k}_{(q)}''$ , полученных в результате обработки, от значений, предусмотренных задаваемой моделью, поэтому достижение критического значения  $q^*$  можно рассматривать как условие для остановки итерационного процесса. Порядковый номер критической итерации (число  $q$ ) и ширина  $\xi$ -окрестности решения зависят от величины коэффициента сужения области ( $1 < P^{(q)}(d) < \Delta_q$ ) ненулевых значений  $P(d)$ , т. е. параметра  $C$ . Для обеспечения достаточно быстрой сходимости и вместе с тем пропуска наилучшего приближения к решению проводился перебор значений  $C$ . Наиболее подходящими оказались значения  $C$  0,6—0,7. Наилучшие приближения  $E_o^{(q)}$ ,  $\bar{k}_{(q)}''$  к истинным значениям  $E_o^{(q)}$ ,  $\bar{k}_{(q)}''$  достигались, как правило, при  $q \leq 40$ . При этом относительные погрешности не превышали 0,1—0,3 % для  $\bar{k}_{(q)}''$  и 5 % для  $E_o^{(q)}$ .

Ниже приведены исходные характеристики для двух различных моделей передатчик—среда—приемник — частота поля  $f$ ,  $E_o$  и электрические параметры вмещающей (фоновой) среды: удельное электрическое сопротивление  $\rho$ , относительная диэлектрическая проницаемость  $\xi'$  и коэффициент поглощения  $\bar{k}_{(q)}''$ . После расчетов поля для указанных двух моделей данные, т. е. результаты расчетов сильно зашумлялись путем введения искажающих коэффициентов величиной от сотых долей единицы до нескольких сотен. Затем проводилась обработка данных обычным МНК и обработка с помощью МНК с итеративной переоценкой весовых коэффициентов (МНК-ИПВК) с относительными погрешностями  $\delta_{E_o}$  и  $\delta_{k''}$ .

|               |        |        |
|---------------|--------|--------|
| $f$ , кГц     | 625    | 61     |
| $E_o$         | $10^6$ | $10^5$ |
| $\rho$ , Ом·м | 2500   | 2000   |

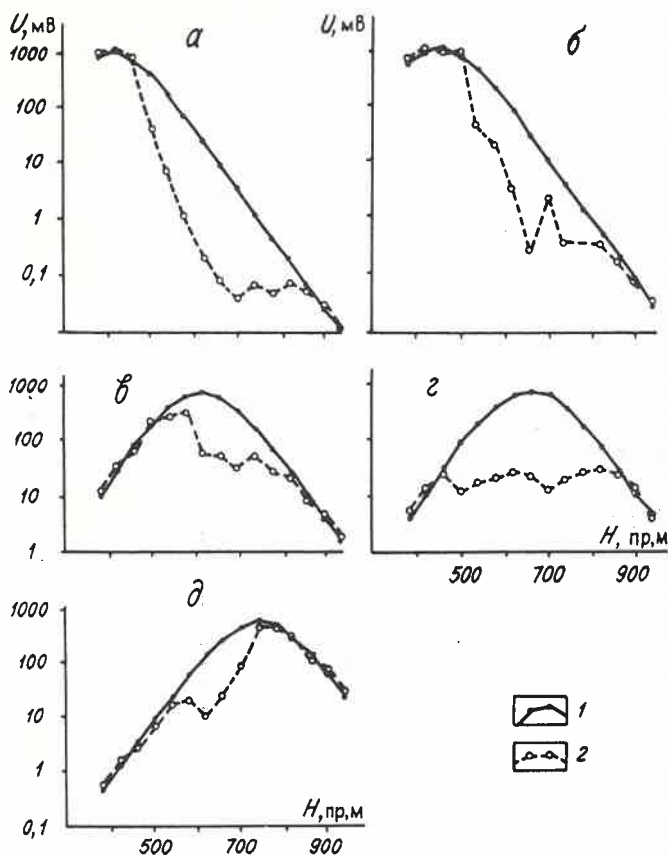


Рис. 1. Модельные кривые изменения напряженности поля  $U$  при фиксированной глубине приемника  $H_{пр.}$ :

глубина передатчика, м: а — 372, б — 412, в — 572, г — 612, д — 692; кривые напряженности поля: 1 — теоретические в идеально однородной среде; 2 — с введенными погрешностями измерений

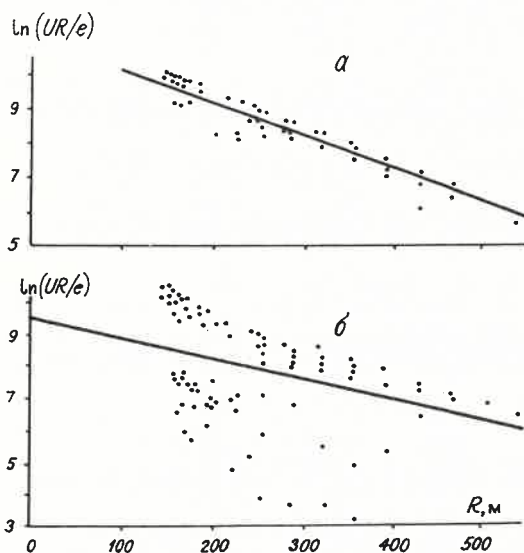


Рис. 2. Графики функциональной зависимости параметра поля  $\ln(UR/e)$  от расстояния между приемником и передатчиком  $R$ :

а —  $y = 0,10x + 11,307$ ; б —  $y = -0,006x + 9,499$

|                    |        |         |
|--------------------|--------|---------|
| $\xi'$             | 12     | 20      |
| $\bar{k}''$        | 0,0199 | 0,01026 |
| МНК                |        |         |
| $E_0^{(o)}$        | 151673 | 13352   |
| $\bar{k}^{(o)}$    | 0,0167 | 0,0062  |
| МНК-ИПВК           |        |         |
| $E_0^{(q*)}$       | 963416 | 96117   |
| $\sigma_{E_0}, \%$ | 3,7    | 3,9     |
| $\bar{k}^{(q*)}$   | 0,0198 | 0,01018 |
| $\sigma_k, \%$     | 0,5    | 0,6     |

На рис. 1 приведены модельные кривые изменения поля  $U$  с перемещением приемника по одной из скважин заданной пары для трех различных фиксированных стоянок передатчика, расположенного в другой скважине; для первой из уже приведенных моделей; скважины искривлены и имеют изменяющиеся азимут и зенит. На указанном рисунке 1 помечены теоретические кривые поля в идеальной однородной среде, а 2 — кривые искаженного поля, имитирующие наличие погрешностей измерений и влияние геопомех и возмущающих объектов. Вся совокупность модельных значений возмущенного поля включала данные для 10 стоянок передатчика, каждой из которых соответ-

вовало 15 стоянок приемника, и приведенные на рис. 1 кривые возмущенного поля представляют собой типичные кривые, отобранные из всей совокупности модельных кривых.

На рис. 2 приведены прямые линейных регрессий, полученных с помощью МНК для исходной выборки  $a$  и выборке данных, оставшихся после последней итерации  $b$  с введенной в коэффициент  $e$  поправкой. По графикам (см. рис. 2) можно видеть существенное изменение состава выборок и, соответственно, направления регрессионной прямой, построенной при нулевой и последней (29-й) итерациях, несмотря на то, что графические регрессионные прямые сделаны по стандартной программе без специального взвешивания. Это свидетельствует о значительном эффекте, получаемом от предложенного способа отбора данных из начальной выборки, а точность получения  $E$  и  $\bar{k}'$  (см. вывод) говорит о высоком разрешении способа.

Приведенные выше характеристики и кривые поля и графиков позволяют сделать

заключение о высокой точности и надежности МНК—ИПВК как способа определения основных интерпретационных характеристик фонового (т. е. нормального) поля при обработке результатов радиопросвечивания в условиях геопомех и наличия одной или нескольких локальных неоднородностей малых и средних размеров.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Руководство по радиоволновым методам скважинной и шахтной геофизики* / Под редакцией А. Д. Петровского, А. А. Попова. — М.: — Недра, 1977.
2. R. Geffrey Lyttle, Kris A. Dikes. Iterative ray tracing between boreholes for underground image reconstruction //IEEE. Vol. GE-18. N3. 1980. P. 234—240.
3. Roger D. Radcliff, Constantine A. Balanis. Electromagnetic geophysical imaging incorporating refraction and reflection //IEEE. Vol. AP-29 No 2. 1981. P. 288—292.
4. Roger D. Radcliff, Constantine A. Balanis, Herman W. Hill. Stable geotomography technique for refractive media //IEEE. Vol. GE-22. No 6. 1984. P. 698—703.
5. Zelt C.A., Smith R.B. Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure //Geophysic J. Int. Vol. 108. 1992. P. 16—34.

## Геоэкология

УДК 577.4:55

© В. Н. Островский, 1994

### Геологическая среда как фактор этногенеза

В. Н. ОСТРОВСКИЙ (ВСЕГИНГЕО)

Новое научное направление, не совсем удачно названное геоэкологией, изучающее взаимодействия геологической среды с биосферой, включая человека, в настоящее время ограничивается естественно-историческими аспектами. Социальная роль геологической среды, как правило, не рассматривается. Очевидно огромное значение минеральных ресурсов в формировании геологической политики: борьба за ресурсы — один из движущих ее стимулов. Однако геологическая среда как фактор формирования социосферы имеет более универсальное значение, в значительной степени влияя на поведение человеческих индивидуумов и коллективов. Обращается внимание на поразительную временную корреляцию межнациональных конфликтов с землетрясениями. Проявлению повышенной активности людей часто предшествуют крупные сейсмические события (Армения, Южная Осетия, Таджикистан и др.). Г. С. Вартанян [2] называет

этот эффект социоповеденческим синдромом, возникающим при воздействии на биологические индивиды электромагнитного излучения и излучения газов, которое возрастает в предсейсмический период. Это лишь частная закономерность. По-видимому, геологическая среда — один из главных факторов, влияющих на историю человечества, в частности, на процессы этногенеза.

Формирование и эволюция этносов — доминант мировой истории. Подавляющим большинством исследователей этногенез рассматривается с социально-гуманитарных позиций, хотя существует научное направление, названное географическим детерминизмом, выдвигающим географическую среду как определяющий фактор развития человеческого общества. Географический детерминизм не дает ответа на вопрос о глубинных причинах образования этносов.

Под влиянием каких импульсов возникает этническая общность людей, в силу своей

экспансии меняющая ход истории (нашествия гуннов, монголов, завоевания южной части Средиземноморья арабами и др.)? Нам представляется, что ответ на этот вопрос в значительной степени дает концепция этногенеза, созданная выдающимся русским ученым Л. Н. Гумилевым [3].

Л. Н. Гумилев рассматривает этнологию в качестве географической науки, изучающей становление этносферы Земли как процесса этногенеза в историческую эпоху. Причиной образования этносов является пассионарность — непреодолимое внутреннее стремление к деятельности (осознанное или чаще неосознанное), охватывающее одно лицо или коллектив и направленное на осуществление какой-либо цели (часто иллюзорной), представляющей данному лицу или коллективу даже ценнее собственной жизни [6]. Пассионарность свойственна не только человеку, но и животным и приводит к массовым их миграциям (лемминги, белки, саранча и др.). По внезапности возникновения и роли в развитии социума пассионарность сопоставима с мутациями — резкими наследующимися изменениями организмов, осуществляющимися на генетическом уровне и являющимися необходимым фактором эволюции всего живого. После пассионарного толчка этнос проходит несколько стадий развития от расцвета до дряхления. «Схема этногенеза как дискретного процесса предполагает возникновение группы пассионарных этносов внутри того или иного региона, последующее их распространение за его пределы, потерю сложности и либо распыление особей ее составляющих; либо превращение их в реликт» [3, с. 263].

Предлагаемая Л. Н. Гумилевым схема эволюции этноса имеет в природе аналог в виде сукцессии — смен биогеоценозов под влиянием внешних и внутренних причин. Формирование этносов связано с биохимической энергией живого вещества, открытой В. И. Вернадским, т. е. пассионарность имеет энергетическую природу. Психика особи на своем уровне трансформирует импульсы, порождающие повышенную активность человеческих особей. Концепция Л. Н. Гумилева логично вписывается в представления современной биологии и экологии, а также в теорию неравновесной термодинамики, описывающей развитие неравновесных систем, к которым относятся и биологические системы. Направленность эволюции неравновесных систем, в основном развивающихся детерминированно, резко изменяется в точке бифуркации, где их неустойчивость достигает максимальных значений, в результате чего система переходит в качественно новое состояние [5]. Направивается

аналогия между точкой бифуркации и пассионарным толчком.

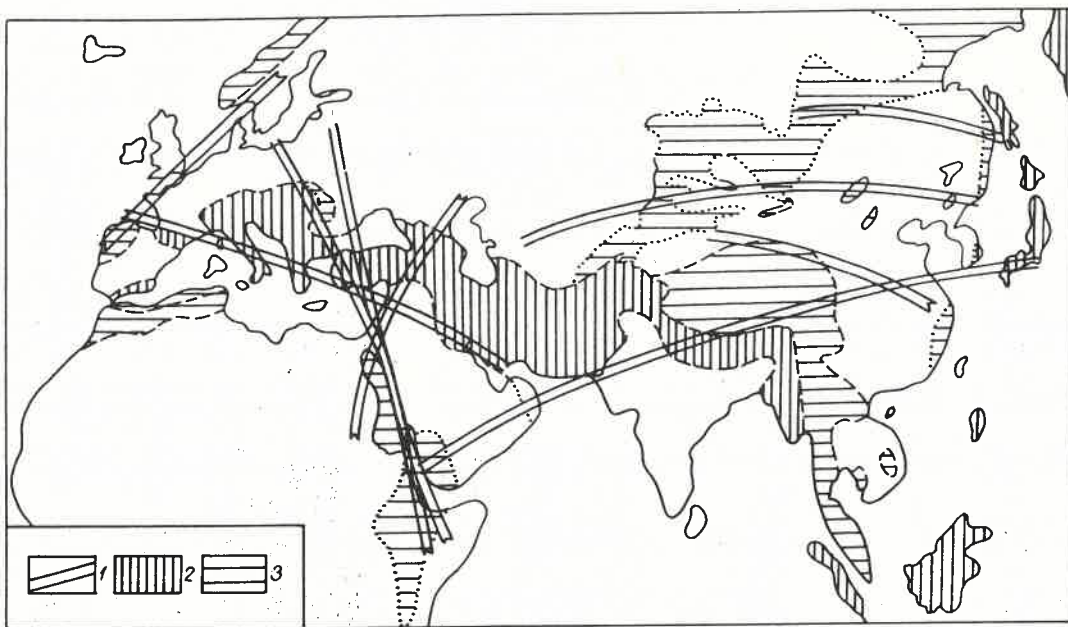
Рассматривая пассионарность с географических позиций, Л. Н. Гумилев доказывает, что взрывы пассионарности имеют четкую географическую приуроченность — они в основном происходят на стыках ландшафтов.

«Основные процессы этногенеза в Евразии возникали: а) в восточной части при сочетании горного и степного ландшафтов; б) в западной — лесного и лугового (поляны в Волго-Окском междуречьи); в) в южной — степного и оазисного (Крым, Средняя Азия); г) на севере — лесотундра и тундра.

Проверим. Хунны сложились на лесистых склонах Инь-Шаня..., уйгуры — Нань-Шаня, тюркоты — на склонах Алтая, монголы — на склонах Хингана и Хэнтэя, кидани — на языке степи, вдающемся в степную Манчжурию. Киргизы енисейские — на острове Минусинской степи и склонах Саян, татары казанские на Каме, где лес граничит со степью. Татары крымские — на границе степного Крыма и южного берега. Хазары — в предгорьях Дагестана. В предгорьях Копетдага, Тянь-Шаня и Гиссара сложились туркмены-сельджуки в XI в, киргизы — в XV в, таджики в VIII—IX вв. и узбеки... новые народы возникали не внутри горных районов, а на их окраинах... китайский народ сложился по берегам Хуанхэ при сочетании ландшафтов речного, горного, лесного» [3, с. 182—183]. Примерно аналогичная картина наблюдается в Северной и Южной Америке.

Л. Н. Гумилев отмечает еще один важный фактор локализации пассионарных толчков на земной поверхности: они всегда охватывают зону, вытянутую в меридиональном или широтном направлении под каким-либо углом к меридиану и широте, ширина их не превышает 300 км. По Л. Н. Гумилеву, импульсы, в результате которых возникают пассионарные толчки, имеют взвездное происхождение. Ссылаясь на Джона Эдди, он отмечает, что все датированные пассионарные толчки хронологически совпадают или с минимумами солнечной активности, или с периодами ее спада. Энергетические удары по Земле идут не только от Солнца, но и из рассеянной энергии Галактики. Такова концепция Л. Н. Гумилева, объединяющая этнологию и географию на базе современных представлений об эволюции биологических систем.

Автор статьи предлагает дополнить эту концепцию некоторыми соображениями, касающимися роли в этногенезе геологической среды. Нетрудно заметить, что подавляющее большинство районов проявления пассионарных толчков (место развитий по



Составление осей зон пассионарных толчков и областей проявления активных неотектонических движений:

1 — оси зон пассионарных толчков; 2 — зоны альпийской складчатости; 3 — зоны глыбовых поднятий и рифтов новейшего времени

Л. Н. Гумилеву) располагается в областях проявления активных новейших тектонических движений, что хорошо видно на рисунке, где совмещены выявленные Л. Н. Гумилевым положения на земной поверхности осей зон пассионарных толчков и активных зон новейшей тектоники [7]. Оси пассионарных толчков в основном располагаются в зоне альпийской складчатости и глыбовых поднятий восточной части Евразийского континента. Интересен факт тяготения рассматриваемых осей к крупнейшему на суше Африканскому рифту, а также к северной границе Индостана, где в результате столкновения двух литосферных плит возникла мощная горная система Гималаев. Это не противоречит представлениям Л. Н. Гумилева о зарождении этносов на стыках ландшафтов, т. к. именно в районах проявления неотектоники они обладают наибольшей сложностью и мозаичностью.

Каковы возможные механизмы влияния неотектоники на проявления пассионарных толчков, имеющих мутагенную природу?

Установлено, что мутации возникают в основном под действием экстремальных проявлений внешних воздействий: повышенной радиации, биологически активных химических веществ и т. п.

Рассмотрим с этих позиций области новейшей тектонической активности. Их характерными чертами являются контрастный, преимущественно горный рельеф, по-

вышенная сейсмичность, существование активных разломов, нередко выводящих на поверхность глубинные флюиды, аномалии геофизических полей. Все это может способствовать повышению частоты мутаций, влияющих на появление пассионарных личностей. Так, в горах и предгорьях люди подвергаются повышенному ультрафиолетовому солнечному и космическому излучению.

Активная разломная тектоника способствует значительному увеличению интенсивности и масштабов водообмена в подземной гидросфере, образованию в питьевых водах повышенных концентраций металлов, оказывающих на человека не только токсическое воздействие, но и влияющее на процессы мутаций. Как отмечает А. Б. Бигалиев [1], ряд тяжелых металлов — Cr, Zn, Te, Hg, Mn и другие мутагены. Некоторые ионы тяжелых металлов, например, шестивалентный хром оказывают на человека аллергическое воздействие, также сильно влияющее на его поведение.

Активные разломы — пути миграции газов, в том числе радиоактивных (в первую очередь радона), которые являются мутагенами, и, кроме того, они возбуждают психику человека. О связанном с повышенной концентрацией газов социоповеденческом синдроме уже говорилось.

Землетрясения воздействуют также на состояние геофизических полей — геомагнитного, гравитационного, возникновение виб-

рационного поля, отрицательно влияющего на организм. Следует отметить, что в зонах проявления активной неотектоники геофизические поля отличаются большой сложностью и контрастностью.

В последнее время в литературе довольно активно обсуждается проблема так называемых геопатогенных зон, под которыми понимаются локальные участки земной поверхности, где живые организмы испытывают стрессогенное воздействие окружающей среды, приводящее к появлению различных функциональных расстройств, снижению сопротивляемости заболеваниям [2, 4]. Добавим и генетические нарушения. Нетрудно сделать вывод, что геопатогенные зоны в естественных условиях должны иметь тенденцию к расположению в областях активной неотектоники. Как правило, воздействия мутагенных факторов окружающей среды на организм человека приводят к отрицательным генетическим последствиям, образованию у людей физических и психических отклонений. Однако на этом фоне повышена вероятность генетических отклонений в положительную сторону, возникновения пассионарных личностей, являющихся двигателями исторического прогресса. Кроме того, лица с неполноценной психикой (маргиналы) также часто обладают повышенной активностью, которую используют в своих целях пассионарные личности.

Локализация мест возникновения этносов в виде меридиональных и диагональных зон, по-видимому, связана с сетью ригматических разломов. Образование такой сети Каттерфельд и другие авторы относят к напряжениям в литосфере, возникающим в про-

цессе вращения Земли. Многие ригматические разломы обладают повышенной тектонической активностью.

Следовательно, зоны проявления активной неотектоники, где, кроме биохимической энергии биосферы, в формировании пассионарных личностей косвенным образом принимает участие внутренняя энергия Земли, наиболее благоприятны для пассионарных взрывов, генерирующих возникновение этносов, хотя возможность космического влияния нельзя исключить. Разумеется, автор статьи далек от того, чтобы сводить всю сложность этнической эволюции к взаимодействию человека и геологической среды. Это лишь один из факторов, определяющих течение мировой истории, о котором нельзя забывать.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бигалиев А. Б. Генетические эффекты ионов металлов. — Алма-Ата: Наука, 1986.
2. Вартанян Г. С. Современные проблемы экогеологии — минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 1993. № 2. С. 33—36.
3. Гумилев Л. Н. Этногенез и биосфера Земли. — Л.: ЛГУ, 1989.
4. Ланда В. Е., Кузьмин А. К., Занабадарова К. М., Ковалевский А. П. Картирование и изучение геопатогенных зон в городских условиях // Геоэкология. Проблемы и решения (Тез. всесоюз. науч.-техн. конф.). Ч. 1. Общие проблемы геоэкологии. М., 1991. С. 88—90.
5. Пригожий И., Стенгерс М. Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. — М.: Прогресс, 1986.
6. Реймерс Н. Ф. Природопользование. — М.: Мысль, 1990.
7. Физико-географический атлас Мира. — М.: ГУГК, 1964.

## Дискуссии

УДК 551.24.01

© А. В. Кобяков, 1994

### Универсальная теория тектоники литосферы и климата

А. В. КОБЯКОВ

**Эффект волчка.** Если волчок, состоящий из шарика и небольшого по толщине выступа, занимающего примерно одну третью часть его поверхности, вращать на горизонтальной плоскости так, чтобы центр тяжести выступа не совпадал с первоначально перпендикулярной осью вращения волчка относительно горизонтальной плоскости, то при вращении волчок обязательно стремится со-

вместить центр тяжести выступа с осью своего вращения на одном из полюсов вращения, в зависимости от того, на какой стороне полюса находился первоначально отклоненный центр тяжести выступа волчка относительно экватора вращения (рис. 1).

Это явление можно условно назвать «эффектом волчка» ЭВ. Для более быстрого совмещения центра тяжести выступа волчка

с осью вращения необходима и большая скорость вращения волчка. Планета Земля представляет собой асимметричный волчок. Первоначальная асимметрия дифференцированных масс на ее поверхности прямо связана с механизмом образования системы Земля — Луна.

В настоящее время известно, что земная кора находится как бы на плаву, на верхнем слое планетного вещества пониженной вязкости. Известно также, что континентальная кора, имеющая меньшую среднюю плотность вещества по сравнению с корой океанического типа, выступает в среднем на 4—5 км. Если бы континентальная кора находилась на горизонтальной плоскости в постоянном покое, то она, находясь на плаву, выступала бы меньше относительно поверхности океанической коры. Но континентальная кора находится в постоянном движении на шарообразной поверхности Земли, и этот фактор определяет ее более высокий уровень над поверхностью океанической коры, чем положено по законам физики в соответствии со средней плотностью вещества. В данном случае имеет место принцип «гармошки», когда при латеральном перемещении и сжатии литосферы выступавшие над поверхностью океанической коры блоки континентальной коры поднимаются вверх, а располагавшиеся более низко блоки океанической коры, наоборот, опускаются еще ниже. Итак, постоянно поддерживаемая движением литосферы асимметрия ее масс в виде выступающего над поверхностью океанической коры избытка массы континентальной коры превращает Землю в гигантский волчок.

По-видимому, спиралеобразное вращение центра тяжести континентальной части литосферы вокруг условного центра вращения Земли и спиралеобразное вращение центра тяжести выступа твердого волчка вокруг условного центра вращения волчка в принципе имеют одну и ту же природу. Разница состоит в том, что в случае вращения волчка как абсолютно твердого тела его ось вращения будет диаметрально пересекать, прецессируя в пространстве, тело волчка до момента совмещения первоначально отклоненного центра тяжести на его поверхности с осью вращения. При вращении же планеты-волчка, имеющей твердую, асимметричную по массе литосферу и подкоровое вещество пониженной вязкости, будут происходить как прецессия, так и мелкие колебания оси вращения — нутации, связанные с отклонением центра тяжести литосферы на поверхности Земли. Нутации асимметричной по массе земной коры как оболочки, по-видимому, не совпадают с нутациями подкорового вещества Земли. Поэтому разница в скорости

движения этих тел, находящихся под действием сил инерции и трения, приводит к перемещению первоначально отклоненного центра тяжести материка Пангея или тектонического литосферного кольца ТЛК. Мельчайшие же суточные нутационные колебания при неравномерном, скачкообразном движении литосферы относительно Северного полюса СП и экватора Земли обуславливают многолетние нутационные колебания земной оси вращения, имеющие тенденцию медленного перемещения по криволинейной траектории движения литосферы Пангеи — ТЛК. Через сложную систему нутаций Северный полюс вращения периодически как бы «подныривает» под литосферу Пангеи — ТЛК по криволинейной траектории, стремясь совместить отклоненный центр тяжести с осью вращения Земли, т. е. Земля-волчок стремится найти равновесие. В этом и состоит ЭВ планеты, который мог усиливаться лишь в определенные периоды времени.

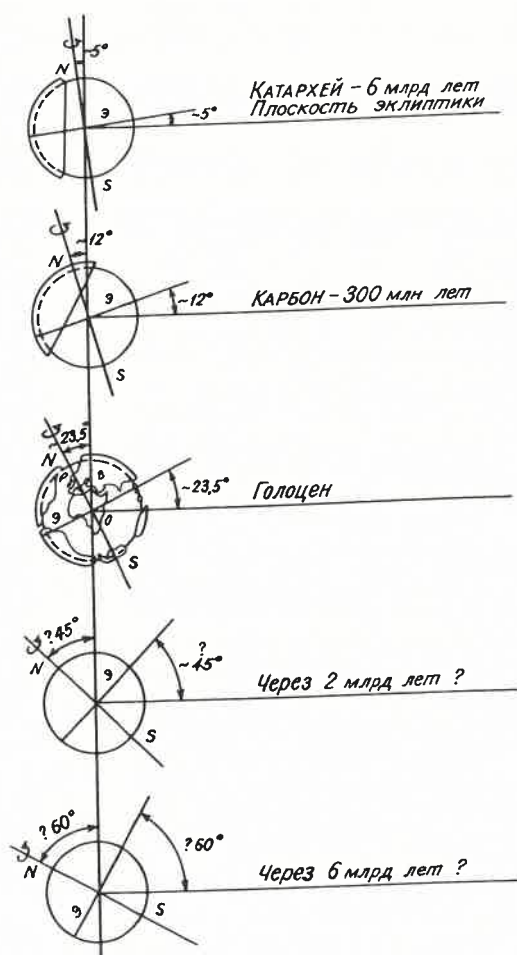


Рис. 1. Эффект волчка Земли

Согласно универсальной теории тектоники литосферы и климата (УТТЛК), прецессия земной оси вращения связана с волчкообразным вращением Земли и генеральным направлением траектории движения литосферы относительно СП. Кстати, если ТЛК вращается вокруг центра своей массы против часовой стрелки относительно СП Земли, то земная ось вращения прецессирует в пространстве по часовой стрелке, как бы навстречу траектории движения ТЛК. Таким образом, существует прямая связь между всеми нутационными колебаниями и прецессией земной оси вращения. Волчкообразное вращение Земли и движение литосферы относительно СП вызывают не только прецессию земной оси вращения, но и постоянное увеличение угла наклона плоскости экватора к плоскости эклиптики, особенно в каждую первую фазу любого цикла движения литосферы. Постепенно, в процессе движения литосферы по планетному веществу возрастают масса континентальной коры за счет образования интрузивных и эффузивных пород и силы ее инерции движения. В силу этих причин кора континентального типа в результате нутаций земной оси вращения никогда на прежнее место не возвращается. Происходит медленное смещение центра тяжести континентальных масс в сторону СП Земли силами ЭВ в каждую первую фазу цикла движения.

Перемещение Пангеи к СП силами ЭВ было обусловлено первоначальным смещением центра тяжести континентальных масс этого материка в сторону СП относительно экватора Земли. Наиболее сильно ЭВ может проявиться тогда, когда центр тяжести континентальной массы Пангеи или массы ТЛК находится, например, в средних широтах Северного полушария. С позиции УТТЛК материк Пангея возник одновременно с формированием Земли и имел кольцеобразную форму — ТЛК. Сразу после образования Земли ЭВ был настолько слабо выражен, что прецессия и нутации земной оси вращения были очень близки и представляли собой как бы одно целое. Но в дальнейшем вместе с увеличением сил ЭВ, с которым связано увеличение угла наклона плоскости экватора к плоскости эклиптики, прецессия и нутационные колебания земной оси вращения постепенно как бы дифференцировались в пространстве на две крайности — долгопериодическую прецессию и короткопериодические нутации земной оси вращения. Однако и прецессия, и нутации земной оси вращения выполняют одну функцию — способствуют развитию ТЛК и жизни на Земле.

Движение Пангеи — ТЛК под действием ЭВ. Представим, что бы произошло, если бы суперконтинент Пангея под действием

сил ЭВ вдруг резко переместился по поверхности планеты в сторону СП. В этом случае суперконтинент сместился бы по криволинейной траектории в северо-восточном направлении. Такое движение по криволинейной поверхности Земли осуществляется под действием сил Кориолиса (рис. 2). Но при таком перемещении Пангея начнет вращаться вокруг центра тяжести своей массы, который несколько не совпадает с географическим центром материка, против часовой стрелки.

Пангея станет вращаться также по типу колеса, движущегося по дороге, у которого одна сторона, например у СП, движется медленнее за счет уменьшения скорости суточного вращения. Другая, южная, сторона станет двигаться в сторону вращения планеты быстрее за счет увеличения скорости суточного вращения континентальных масс, переместившихся в процессе вращения материка из Северного полушария в Южное, т. е. континентальная кора имеет на экваторе максимальную скорость суточного вращения и тем самым подталкивает континентальную кору, перемещающуюся через экватор в Северное полушарие. В свою очередь, переместившиеся из Южного полушария в Северное континентальные массы приобретают на экваторе максимальную скорость суточного вращения и, переместившись в средние, а затем в высокие широты Северного полушария, стремятся превысить скорость суточного вращения широт Северного полушария. Вследствие этого под действием сил Кориолиса продолжается перемещение огромной части масс Пангеи в северо-восточном направлении. Те же блоки континентальной коры, которые в процессе вращения Пангеи возвращаются от СП к экватору, под действием сил Кориолиса постоянно отстают от основной массы Пангеи только на определенное расстояние, зависящее от радиуса планеты и траектории движения Пангеи — ТЛК относительно СП. Таким образом, материк Пангея двигался точно так же, как движется в Северном полушарии атмосферный циклон, т. е. в северо-восточном направлении с одновременным вращением против часовой стрелки. Разница заключалась в основном в физическом состоянии вещества и в том, что движение Пангеи — ТЛК длилось миллиарды лет. В результате такого движения зона обдукции с какой-то первоначальной континентальной окраины перемещалась в сторону, противоположную вращению древнего суперконтинента.

Траекторию движения Пангеи — ТЛК, начиная с рифея, определял рост океанической коры в процессе вращения ТЛК в обе стороны от древнего, по времени первоначального

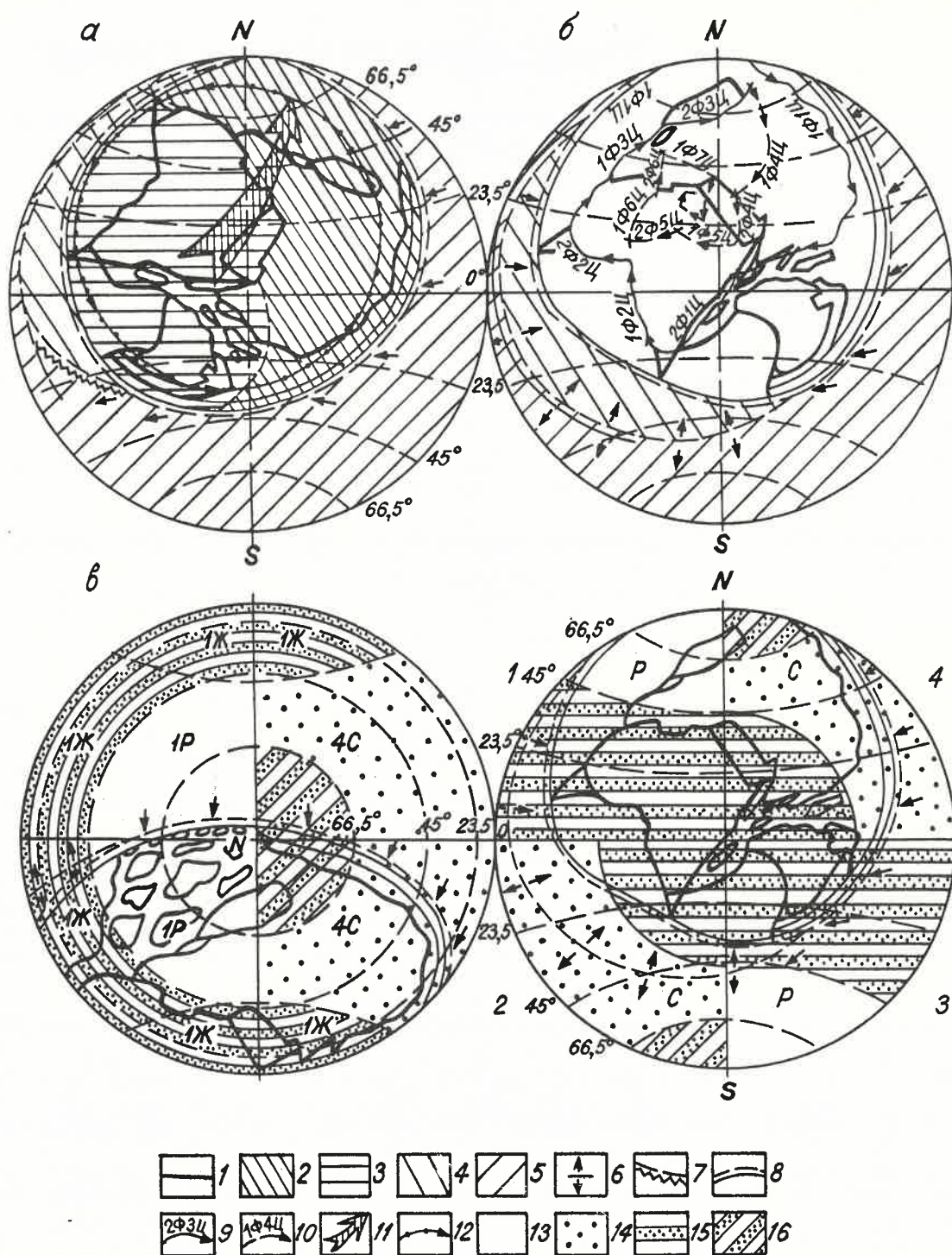


Рис. 2. Движение Пангеи — ТЛК:

а — рифей, 1300 млн лет, б — венд, 670 млн лет, в — секторы геотектоники; 1 — контуры будущих континентов и островов; 2 — континентальная кора лавразийской части ТЛК; 3 — континентальная кора гондванской части ТЛК; 4 — океаническая плита ТЛК — Фараллон; 5 — океаническая кора Мирового океана; 6 — ОР — основной океанический разлом; 7 — замыкающий океанический разлом (скол); 8 — зоны обдукции или субдукции; 9 — фазы циклов движения ТЛК относительно СП Земли; 10 — траектория движения ТЛК относительно СП в будущем; 11 — общее направление перемещения ТЛК под действием сил ЭВ; 12 — направление вращения частей ТЛК вокруг общего центра тяжести; 13 — секторы Р (1 и 3) растяжения литосферы; 14 — секторы С (2 и 4) сжатия литосферы; 15 — секторы Ж (1—4) широтного сжатия литосферы и меридионального растяжения литосферы от осей ОР; 16 — временные зоны ПР (полярного растяжения) литосферы на период тектонической паузы в движении ТЛК относительно СП и ЮП Земли; 1—4 — части поверхности Земли

чального образования, основного разлома ОР (см. рис. 2). Растущая океаническая кора при движении дополнительно подтапливалась Пангею, образуя рифты и хребты вдоль ОР. При таком движении материка Пангеи — ТЛК на одной его стороне, в зоне обдукции, постоянно уничтожалась древняя океаническая кора, а с другой стороны нарастала молодая кора океанического типа. Таким механизмом движения Пангеи — ТЛК можно объяснить отсутствие на Земле коры океанического типа с возрастом древнее палеозойского.

**Центробежные силы Земли.** Известно, что на любой вращающийся предмет действуют центробежные силы ЦС. Они есть и у вращающегося земного шара, имеющего подкорковое вещество пониженной вязкости. И, как в подтверждение этого, Земля имеет форму сплюснутого эллипсоида вращения. Разница между экваториальным и полярным радиусами составляет примерно 21 км. Для сравнения: приливное действие Луны вызывает подъем литосферы максимум на 36 см, а подъем уровня воды в открытом океане не превышает 1 м. Солнечные приливы в 2,2 раза слабее лунных. Поэтому воздействие приливных сил Луны и Солнца на литосферу ничтожно по сравнению с ЦС Земли. Не следует путать с приливным воздействием Луны на все планетное вещество Земли, при котором существует смещенный центр тяжести — барицентр системы Земля — Луна. В данном случае речь идет конкретно о литосфере Земли, которая имеет прямой контакт с планетным веществом Земли, а не Луны.

Принято считать, что на полюсе ЦС отсутствует и не дают боковой составляющей. По-видимому, такое представление больше подходит для округления слишком маленьких величин, поскольку из-за постоянных колебаний оси вращения, нутаций в полярных зонах планеты вообще нет такой точки, которая была бы неподвижной и не имела бы боковой составляющей. Тем более, что в случае, например, откалывания от континента под действием ЦС блока континентальной коры — острова последний находится не на самом полюсе, обладает определенными размерами и достаточно большой массой, чтобы плыть по астеносфере прочь от земной оси вращения. Тем более, если этот блок по размерам с континент. Следовательно, на откалываемый блок континентальной коры (остров) в районе, прилегающем к полюсу, действует боковая составляющая, почти совпадающая с ЦС, направленной в сторону от полюса. В данном случае движение блоков литосферы по криволинейному слою астеносферы Земли осуществляется под действием горизонтальных со-

ставляющих ЦС. Однако ЦС являются основой движения литосферы от полюса к экватору, поэтому в контексте будет рассматриваться действие ЦС как символ такого движения вообще.

Исходя из УТТЛК, механизм образования островных дуг и континентов прост. Под действием ЭВ древний суперконтинент Пангея перемещался в северо-восточном направлении и одновременно вращался против часовой стрелки. При этом континентальные окраины Пангеи двигались через Северную полярную зону так, что земная ось вращения на поверхности Земли постоянно смещалась, начиная с позднего рифея, в глубь Пангеи. На блоки континентальной коры, оказавшиеся по другую сторону оси вращения, начинали действовать ЦС и они откалывались от Пангеи. Но отколовшиеся блоки продолжали находиться в составе ТЛК. Это, в свою очередь, ускоряло удаление отколотых блоков от СП и от основных масс материка, потому что, имея у полюса первоначально очень маленькую скорость суточного вращения, они, двигаясь в сторону экватора в составе ТЛК, под действием сил Кориолиса постоянно отставали от Пангеи, которая перемещалась в сторону вращения планеты. В результате отколотые блоки континентальной коры образовывали островные дуги или континенты, а между ними и Пангесей формировалась кора океанического типа.

На движущиеся под действием ЦС блоки континентальной коры действует центробежное ускорение. Однако центробежное ускорение движения литосферы по криволинейной поверхности вращающегося земного шара может увеличиваться от полюсов к  $\pm 45^\circ$ , затем вновь уменьшаться в сторону экватора. В низких широтах ЦС стремятся в основном оттолкнуть часть планетного вещества и литосферу на 21 км дальше от общего центра планеты. Вероятно, скорость движения литосферы в высоких и средних широтах под действием ЦС была бы больше, если бы не сопротивление литосферы, находящейся в низких широтах. Как отмечалось, силы приливного воздействия Луны и Солнца на литосферу Земли ничтожны по сравнению с ЦС Земли. Но известно, что на всякое действие есть противодействие. Поэтому ЦС, действующие на планетное вещество Земли вообще и на асимметричную литосферу в частности, вызывают противодействие в виде волчкообразного вращения Земли, обуславливающего ЭВ. Эффект волчка может возникнуть только при осевом вращении планеты и силы ЭВ так же значительны, как и ЦС Земли.

В процесс тектонических движений вносят вклад и подкорковые конвективные тече-

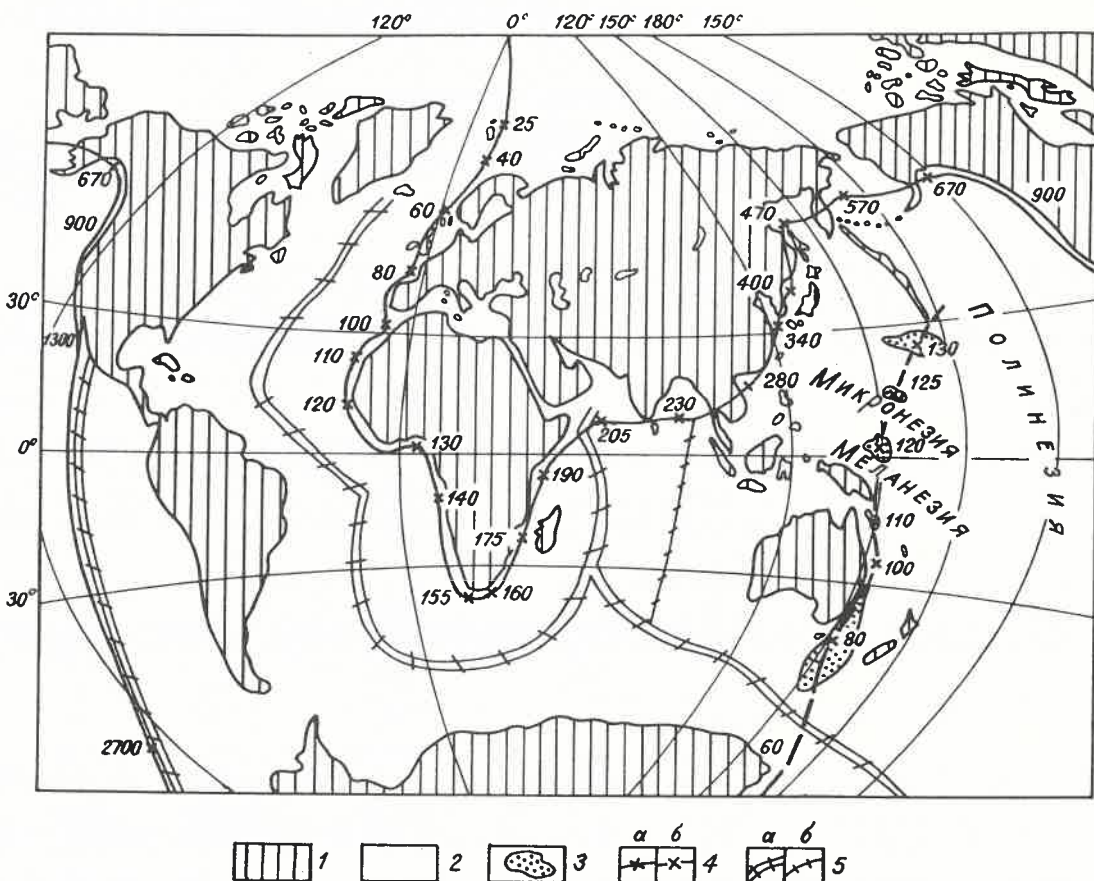


Рис. 3. Траектория тектоники литосферы относительно СП и ЮП Земли:

1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — зона тектонической паузы на ЮП (цифры — возраст паузы в млн лет); 4 — траектория тектоники литосферы относительно СП (а) и ЮП (б); 5 — разломы (а — основные, б — океанический)

ния в полярных зонах, вызванные осевым вращением планеты. Подкорковые течения медленно расходятся под влиянием ЦС в стороны от полюсов к экватору планеты и под действием сил Кориолиса отстают от вращения Земли, способствуя вращению Пангеи — ТЛК. Подкорковые течения в полярных зонах способствуют и растяжению литосферы под действием ЦС.

Традиционное представление о движении южных континентов в высоких и средних южных широтах не предусматривает влияния на литосферу ЦС со стороны Южного полушария — ЦС (юп). С позиции УТТЛК южные континенты до нижнего мела никогда не были в Южной полярной зоне. Причина в преодолении ТЛК сопротивления ЦС (юп) заключалась в том, на какой стороне из двух полушарий действовали силы ЭВ относительно экватора Земли. От этого зависело и направление вращения ТЛК. Согласно УТТЛК, центр тяжести массы ТЛК всегда находился и будет находиться в Се-

верном полушарии. Поэтому ЦС (сп) совместно с силами ЭВ, вращавшими ТЛК, преодолели действие ЦС (юп) и в составе ТЛК в среднем мелу восточная континентальная окраина Австралии «проплыла» через Южный полюс. Затем в раннем эоцене к Южному полюсу «подплыл» континент Антарктида. Траектория движения ТЛК относительно Южного полюса Земли соответствует траектории движения ТЛК относительно Северного полюса для того периода времени (рис. 3).

Если бы не существовало сил ЭВ, то континентальные массы под действием ЦС никогда бы не смогли находиться в средних и высоких широтах Земли. Отрицать воздействие ЦС на континентальные блоки литосферы равносильно отрицанию существующей разницы между, например, экваториальным и полярным радиусами, обусловленной ЦС масс планеты.

С помощью понятий о воздействии на литосферу двух противоборствующих сил —

ЭВ и ЦС — можно объяснить эволюцию земной коры (табл. 1).

**Фазы, циклы и паузы в движении ТЛК.** Итак, в движении ТЛК участвовали две основные силы, которые никогда не прекращали своего действия на литосферу Земли, но периодически могли либо ослабевать, либо усиливаться. Все зависело от того, какие силы и в какие периоды времени преобладали в результате асимметрии масс литосферы относительно экватора и СП Земли. В одни периоды времени центр тяжести массы ТЛК находился в более низких широтах Северного полушария и тогда преобладали силы ЭВ, которые начинали двигать массы ТЛК в сторону СП, преодолевая действие ЦС (сп) до определенного момента. Когда же значительная часть массы ТЛК оказывалась в высоких и средних широтах Северного полушария, то континентальные массы ТЛК попадали под активное влияние ЦС (сп). Преобладание ЦС (сп) над силами ЭВ способствовало изменению траектории движения континентальных масс, и центр тяжести ТЛК смещался в сторону экватора Земли. Но, изменив траекторию движения, основные массы ТЛК через определенный период времени оказывались в средних и низких широтах Северного полушария. В таких случаях действие ЦС (сп) и их горизонтальных составляющих на движение литосферных масс и на общее смещение центра тяжести ТЛК в сторону экватора ослабевало, но в то же время усиливался ЭВ, в связи с чем массы ТЛК начинали перемещаться, стремясь вновь совместить центр тяжести ТЛК с осью вращения на СП Земли. Траектория движения литосферных масс под действием двух противоборствующих сил значительно искажалась и относительно СП носила поступательно-возвратный характер.

Вращение движущегося между полюсами суперконтинента Пангеи — ТЛК по планетному веществу волчкообразно вращающейся Земли похоже на вращение маховика двухтактного (двухфазного) двигателя внутреннего сгорания в одну сторону под действием поступательно-возвратного движения поршня. Роль первоначального толчка к вращению Пангеи — ТЛК в направлении против часовой стрелки в первую фазу цикла сыграли силы ЭВ, т. е. силы асимметрии масс на поверхности планеты, толкнувшие Пангею — ТЛК по планетному веществу к СП. А роль «поршня», поддерживающего вращение Пангеи — ТЛК во вторую фазу цикла, сыграли ЦС, энергией которым служила скорость вращения Земли.

Таким образом, общее смещение центра тяжести ТЛК в сторону СП под действием сил ЭВ можно назвать первой фазой 1Ф, а

общее смещение центра тяжести ТЛК под действием ЦС (сп) к экватору — второй фазой 2Ф. Если же эти две фазы движения объединить, то получится один тектонический цикл — Ц движения. С позиции УТТЛК с момента формирования на Земле литосферы древний суперконтинент Пангея — ТЛК пережили три цикла тектоники литосферы — 1Ц, 2Ц, 3Ц (см. табл. 1). Каждый цикл соответствует тем тектоническим эрам, которые были наиболее характерны для данного времени. Названия больших и малых периодов тектоники условны и примерно соответствуют времени движения территорий через Северную полярную зону относительно СП Земли.

Эволюцию развития Пангеи — ТЛК следует рассматривать в их тектонике (движении, вращении и развитии) относительно СП Земли.

Как отмечалось выше, ЭВ не был постоянно преобладающим и 1Ф любого цикла сменялась 2Ф, где преобладало действие на литосферу ЦС (сп). Поэтому скорость тектоники литосферы во всех циклах не была равномерной и относительно СП имела скачкообразный, волнообразный характер с тектоническими паузами — замедленным движением между циклами. Тектонические паузы охватывали конец одного и начало другого цикла. В паузы могло происходить перераспределение масс литосферы на поверхности Земли, в основном под действием на литосферу ЦС. В эти периоды времени в полярных зонах (сектор 1Р) начиналось образование будущих морей и океанов (табл. 2; см. рис. 2, в), которые развивались в процессе движения литосферы. В то же время в низких и средних широтах в периоды тектонических пауз под действием ЦС происходила «упаковка» различных блоков земной коры в мощные складчатые системы, которые с увеличением своей массы усиливали ЭВ. Тектонические паузы могли быть не только длительными, между основными циклами, но и менее длительными, между фазами циклов, или кратковременными, на протяжении, например, 1Ф 1Ц и всего 3Ц. Поэтому чередование тектонических скачков и тектонических пауз в самих фазах можно назвать мини-фазами.

Нутации земной оси вращения могли увеличиваться, начиная с пермского периода, в связи со значительным перемещением континентальных масс Пангеи — ТЛК в высокие и средние широты Северного полушария. Возросшая в пермский период асимметрия масс литосферы относительно экватора и СП привела не только к увеличению угла нутационных колебаний земной оси вращения и угла прецессии оси вращения, но и к увеличению скорости вращения ТЛК вокруг

## 1. Геохронологическая таблица к УТТЛК

| Тектоника литосферы относительно Северного полюса Земли |                    |                |                            |                 |                        |                            |                 |                 |                            |                  |            |           |          |           |       |  |
|---------------------------------------------------------|--------------------|----------------|----------------------------|-----------------|------------------------|----------------------------|-----------------|-----------------|----------------------------|------------------|------------|-----------|----------|-----------|-------|--|
| Циклы                                                   | Эра                |                | Продолжительность, млн лет | Фазы            | Большие периоды        | Продолжительность, млн лет | Малые периоды   |                 | Продолжительность, млн лет | Возраст, млн лет | Периоды    |           | Эра      | Эон       |       |  |
| 3                                                       | Североамериканская |                | 120                        | 2               | Европейский            | 65                         | Тихоокеанский   |                 | 26                         | 26               | Антропоген |           | Кайнозой | Фанерозой |       |  |
|                                                         |                    |                |                            |                 |                        |                            | Гренландский    |                 | 14                         | 40               | Палеоген   |           |          |           |       |  |
|                                                         |                    |                |                            |                 |                        |                            | Скандинавский   |                 | 25                         | 65               |            |           |          |           |       |  |
|                                                         |                    |                |                            | 1               | Африканский            | 55                         | Балтийский      |                 | 30                         | 95               | Мел        |           | Мезозой  |           |       |  |
| Мексиканский                                            |                    | 25             | 120                        |                 |                        |                            |                 |                 |                            |                  |            |           |          |           |       |  |
|                                                         |                    |                |                            |                 |                        |                            |                 |                 |                            |                  |            |           |          |           |       |  |
| 2                                                       | Гондванская        | Верхняя        | 40                         | 2               |                        |                            | Бразильский     |                 | 10                         | 130              | Юра        |           | Палеозой |           |       |  |
|                                                         |                    |                |                            | 1               | Южноамериканский       | 30                         | Нигерийский     |                 | 15                         | 145              |            |           |          |           |       |  |
| 1                                                       | Гондванская        | Нижняя         | 120                        | 2               | Антарктический         | 30                         | Южноафриканский |                 | 10                         | 170              |            |           |          |           | Триас |  |
|                                                         |                    |                |                            |                 |                        |                            | Мадагаскарский  |                 | 10                         | 180              |            |           |          |           |       |  |
|                                                         |                    |                |                            |                 |                        |                            | Сомалийский     |                 | 10                         | 190              |            |           |          |           |       |  |
|                                                         |                    |                |                            |                 |                        |                            | Индийский       |                 | 30                         | 220              |            |           |          |           |       |  |
|                                                         |                    |                |                            | 1               | Австралийский          | 90                         | Индокитайский   |                 | 30                         | 250              | Пермь      |           |          |           |       |  |
|                                                         |                    |                |                            |                 |                        |                            | Индонезийский   |                 | 30                         | 280              |            |           |          |           |       |  |
|                                                         |                    |                |                            |                 |                        |                            | Филиппинский    |                 | 30                         | 310              |            |           |          |           |       |  |
|                                                         |                    |                |                            |                 |                        |                            | Тайваньский     |                 | 30                         | 340              |            |           |          |           |       |  |
|                                                         |                    |                |                            | Островная       |                        |                            | 1020            | Дальневосточный | 145                        | Корейский        |            | 30        |          | 370       | Девон |  |
|                                                         |                    |                |                            |                 |                        |                            |                 |                 |                            | Японский         |            | 30        |          | 400       |       |  |
|                                                         |                    |                |                            |                 |                        |                            |                 |                 |                            | Сихотэ-алиньский |            | 25        |          | 425       |       |  |
|                                                         |                    |                |                            |                 |                        |                            |                 |                 |                            | Камчатский       |            | 45        |          | 470       |       |  |
|                                                         |                    |                |                            |                 |                        |                            |                 | Алеутский       | 245                        | Командорский     |            | 50        | 520      | Силур     |       |  |
|                                                         |                    |                |                            |                 |                        |                            |                 |                 |                            | Чукотский        |            | 50        | 570      |           |       |  |
| Аляскинский                                             |                    | 100            | 670                        |                 |                        |                            |                 |                 |                            |                  |            |           |          |           |       |  |
| Венд                                                    |                    |                |                            |                 |                        |                            |                 |                 |                            |                  |            |           |          |           |       |  |
| Береговой                                               |                    | Раннеостровной |                            | 230             | 900                    | Ордовик                    |                 |                 |                            |                  |            |           |          |           |       |  |
|                                                         |                    | Калифорнийский |                            | 400             | 1300                   |                            |                 |                 |                            |                  |            |           |          |           |       |  |
|                                                         |                    | Кембрий        |                            |                 |                        |                            |                 |                 |                            |                  |            |           |          |           |       |  |
|                                                         |                    |                |                            |                 |                        |                            |                 |                 |                            |                  |            |           |          |           |       |  |
| Океанская                                               |                    | 4700           | Гондванский                |                 | Центральноамериканский |                            | 400             | 1700            | Рифей                      |                  | Протерозой |           |          |           |       |  |
|                                                         |                    |                |                            |                 | Южноамериканский       |                            | 1000            | 1700            |                            |                  |            |           |          |           |       |  |
|                                                         |                    |                |                            |                 | Антарктический         |                            | 700             | 4200            |                            |                  |            |           |          |           |       |  |
|                                                         |                    |                |                            | Австралийский   |                        | 800                        |                 | Афебий          |                            | Архей            |            |           |          |           |       |  |
|                                                         |                    |                |                            | Континентальный |                        | 1800                       | 6000            |                 |                            |                  |            |           |          |           |       |  |
|                                                         |                    |                |                            |                 |                        |                            |                 |                 |                            |                  |            |           |          |           |       |  |
|                                                         |                    |                |                            | Лавразийский    |                        |                            |                 |                 |                            |                  | Катархей   | Криптозой |          |           |       |  |

**П р и м е ч а н и е.** Названия периодов условны. Большинство из них примерно соответствуют времени движения регионов через Северную полярную зону относительно СП Земли, некоторые же — законченному этапу или, наоборот, началу образования структур. Например, большой африканский период ассоциируется с бурным развитием Западного Средиземноморья и отделением африканского континента от лавразийской части ТЛК; малый балтийский период соответствует лишь начальному этапу образования данной геосинклинали. То же самое относится к малому тихоокеанскому периоду, с которым связаны соответствующие изменения в тихоокеанском регионе.

центра его массы. Траектория движения ТЛК относительно СП Земли в дальнейшем стала более прямолинейной, а между фазами движения, наоборот, резко изменяла свое направление под действием преобладающих на данный период времени сил — ЦС или ЭВ. Такое относительно быстрое и криволинейное движение ТЛК относительно СП и привело к откалыванию от континентальной части ТЛК континентов, потому что в процессе более быстрого вращения и движения континентальных частей ТЛК относительно СП Земли по траектории движения, кроме многочисленных мелких разломов, образовывался еще и основной разлом ОР, от оси которого происходил рост океа-

нической коры. Основные разломы и оказались в дальнейшем границами литосферных плит.

При движении ТЛК напоминало пульсирующее сердце живого организма, которое, увеличиваясь в размерах, развивалось и как бы перекачивало летучие элементы из недр на поверхность в строго определенных количествах, соответствующих каждому периоду эволюции Земли.

**Секторы геотектоники.** Поверхность земного шара условно можно разделить на четыре части по экватору и меридиану, проходящему примерно через центр тяжести Пангеи или ТЛК (см. рис. 2, в). Это позволит лучше понять развитие геосинкли-

## 2. Геохронология океанов ТЛК

| Эра        | Период  | Возраст, млн лет | Территории образования                                      |                                        |                                                                         |                         |                                                       |                                      |
|------------|---------|------------------|-------------------------------------------------------------|----------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------|-------------------------|-------------------------------------------------------|--------------------------------------|
| Кайнозой   | Верхний | 25               | Оксаны серии Тетис (внутриконтинентальные морские бассейны) | Средиземноморские бассейны             | Евразия, Северная Америка                                               | Межконтинентальные, ТЛК | Северный Ледовитый                                    |                                      |
|            | Нижний  | 60               |                                                             |                                        | Западная Европа, Северная Америка, Северная Африка, Центральная Америка |                         | Северная Атлантика                                    |                                      |
| Мезозой    | Верхний | 130              |                                                             | Каррусские бассейны                    | Западная Африка, Южная Америка, Антарктида                              | Внешний, ТЛК            | Южная Атлантика                                       |                                      |
|            | Средний | 160              |                                                             |                                        |                                                                         |                         |                                                       | Восточная Африка, Западная Австралия |
|            | Нижний  | 220              |                                                             |                                        |                                                                         |                         |                                                       |                                      |
| Палеозой   | Верхний | 280              |                                                             | Южный Тетис (Южная Азия)               |                                                                         | Внешний, ТЛК            | Тетис (континентальных окраин ТЛК)                    |                                      |
|            | Нижний  | 570              |                                                             | Северный Тетис (Северо-Восточная Азия) |                                                                         |                         |                                                       |                                      |
| Протерозой | Верхний | 670              |                                                             | Арктический Тетис                      |                                                                         |                         |                                                       |                                      |
|            |         | 1000             |                                                             | Протоатлантический Тетис               |                                                                         |                         |                                                       |                                      |
|            | Средний | 1300             |                                                             | Центральноамериканский Тетис           |                                                                         |                         |                                                       |                                      |
|            | Нижний  | 2700             |                                                             | Южноамериканский Тетис                 |                                                                         | Внешний, ТЛК            | Океаническая плита ТЛК — Фараллон (Гондванский Тетис) |                                      |
| Архей      | Верхний | 3000             |                                                             | Антарктический Тетис                   |                                                                         |                         |                                                       |                                      |

налей, складчатых поясов, кордильер, морей и океанов. Поскольку вращение Пангеи — ТЛК происходило против часовой стрелки, счет частей следует вести также против часовой стрелки. Каждая часть состоит из двух секторов. Р — сектор растяжения литосферы, С — сжатия, Ж — широтного сжатия и меридионального растяжения. Это не означает, что в секторах Р отсутствуют напряжения сжатия литосферы. Они существуют, т. к. литосфера движется скачкообразно, но в секторах Р преобладают силы растяжения, связанные с вращением Пангеи — ТЛК против часовой стрелки, а в секторах С, наоборот, — силы сжатия.

Растяжение блоков литосферы в секторах Р под действием ЦС происходило скачкообразно и неравномерно, в зависимости от широты местонахождения. Так как центробежное ускорение движения литосферы увеличивается от полюсов к  $\pm 45^\circ$ , то в процессе тектонического скачка блоки континентальной коры в средних широтах движутся к экватору быстрее, чем блоки в более высоких широтах, поэтому между ними образуются геосинклинали. В настоящее время это особенно заметно на арктических и североатлантических континентальных ок-

раинах Евразии и Северной Америки. В период тектонической паузы зона сектора Р может временно распространяться на полярную зону сектора С — ПР (полярное растяжение). Например, в результате второй фазы третьего цикла 2ФЗЦ тектоники и межцикловой тектонической паузы возник Северный Ледовитый океан, который в дальнейшем будет развиваться в секторах 1Р1Ж (см. рис. 2, б). Таким образом, на протяжении эволюции ТЛК в секторе 1Р формировались островные дуги, геосинклинали, все океаны и континенты. Начиная с раннего мела в секторе 3Р оказались сначала островные дуги ТЛК, которые подверглись характерной «всерной» деформации, затем в среднем мелу произошло соответствующее развитие континентальных окраин Восточной Австралии. При этом по траектории движения регионов ТЛК относительно ЮП Земли тектонические мини-паузы способствовали образованию и дальнейшему развитию абиссальных равнин — котловин (см. рис. 3). В секторе Ж происходили широтное сжатие литосферы и меридиональное растяжение преимущественно океанической коры от осей ОР, дальнейшее развитие островных дуг, складчатостей, океанов и континентов,

в секторах С — сжатие литосферы ТЛК со всех направлений.

Согласно УТТЛК, все оси первоначальных складчатостей должны были располагаться перпендикулярно направлению действия горизонтальных составляющих ЦС. Поэтому при вращении Пангеи — ТЛК те блоки литосферы, которые подвергались складкообразованию, по истечении определенного периода времени поворачивались к направлению действия горизонтальных составляющих ЦС под другим углом, что обуславливало в одних и тех же складчатых поясах так называемое угловое несогласие. Свои коррективы в механизм складкообразований вносили также различные силы напряжений, возникавших при вращении ТЛК.

Образование кордильер происходило на континентальных окраинах Пангеи — ТЛК в разное время, в основном в секторах 4С, 2С и Ж. Наиболее интенсивно кордильеры развивались в секторах 4С и 3Ж за счет движения Пангеи в северо-восточном направлении с одновременным вращением.

Растяжение континентальной коры Аляски и Восточной Азии в палеозое шло по возрастающей, в прямой зависимости от траектории движения Пангеи — ТЛК относительно СП Земли и связанного с этим

перемещения СП в глубь территории Пангеи — ТЛК. Максимальное расстояние, на которое могли удалиться внешние островные дуги ТЛК или континенты, в секторах 1Р1Ж равнялось ширине современной Атлантики у экватора Земли. Литосфера северо-западной части Тихого океана фактически являлась составной частью ТЛК на протяжении фанерозоя до неогена. С образованием в раннем миоцене зон обдукции вдоль внутренних и промежуточных островных дуг восточных континентальных окраин ТЛК автоматически началось отмирание зон обдукции вдоль внешних островных дуг Императорского хребта и Полинезии. Отмирание в раннем миоцене зоны обдукции вдоль внешней островной дуги ТЛК, Императорского хребта, привело к тому, что бывшая внешняя островная дуга ТЛК перестала быть тектонически активной, опустилась ниже уровня океана и в настоящее время представляет собой подводный Императорский хребет.

Главная причина магнитных аномалий на континентальных окраинах литосферы Земли — глобальная и последовательная тектоника частей ТЛК через все широты Северного и Южного полушария и связанное с процессами тектоники образование намагниченных пород литосферы.

---

УДК 550.31

© И. А. Непомнящих, 1994

## **Геологическая интерпретация геофизических данных и принцип дополнительности**

И. А. НЕПОМНЯЩИХ (Казгеофизтрест)

Геологическая интерпретация результатов, полученных различными геофизическими методами, заключается в сведении воедино разнородных данных с целью выработки представлений об отношении изученных объектов к образованию месторождений полезных ископаемых и принятия решения по заданию буровых скважин для их проверки. Из этого следует и принципиальная проблема геологической интерпретации: совмещение разнородных данных об объекте с целью изучения его роли, функции в некотором процессе. Хотя при геологической интерпретации обычно интересует процесс формирования месторождения, но могут выявляться и другие функции объекта, выходящие за пределы собственно геологических процессов, например, участие в формировании биогеоценоза.

Прямое отношение к данной проблеме имеет принцип дополнительности, предло-

женный Н. Бором для интерпретации результатов наблюдений различными приборами в квантовой физике. Введение этого принципа означает, что «нельзя более провести четкую грань между самостоятельным поведением физического объекта и его взаимодействием с другими телами, используемыми в качестве измерительных приборов... Получаемые нами сведения о поведении исследуемых объектов, кажущиеся несовместимыми, в действительности не могут быть непосредственно связаны друг с другом обычным образом, а должны рассматриваться как дополняющие друг друга» [3].

Для изучения взаимоотношения различных геофизических методов будем рассматривать последние в рамках некоторой классификации, включающей все методы измерения полей, создаваемых геологическими объектами. В данном случае удобна следующая классификация.

В геофизических методах изучаются как естественные, так и искусственные поля, которые регистрируются искусственными датчиками. Поскольку для регистрации естественных полей представляют интерес методы, использующие и естественные датчики [9—12, 18; 20], то для полноты картины будем рассматривать и последние. Это особенно нужно в настоящей статье, где исследуются качественные различия данных разных геофизических методов. Чтобы подчеркнуть специфику последних, необходимо сопоставить их с методами, использующими естественные датчики, прием естественных полей в которых имеет качественное отличие (например, восприятие электромагнитного излучения солнца зелеными растениями противоречит второму закону термодинамики [16]). В итоге в самом общем виде будем иметь три группы методов для изучения: естественных полей искусственными датчиками (гравиразведка, магниторазведка и др.), искусственных полей искусственными датчиками (сейсморазведка, электро-разведка в большинстве своих методов и др.), естественных полей естественными датчиками (геолокация, биолокация [9—12]).

Указанные три группы методов различаются также и по взаимоотношению среды и поля. В методах изучения естественных полей искусственными датчиками используются в основном статические поля, описываемые эллиптическим уравнением Лапласа. При их распространении геологическая среда с ее реальными параметрами практически не играет никакой роли. Поэтому наблюдаемое поле характеризует только источники поля и равно сумме их полей. В методах изучения искусственных полей искусственными датчиками применяются преимущественно волновые поля, описываемые гиперболическими уравнениями, в которых среда уже участвует в распространении поля — не только переносит волновую энергию, но и поглощает и рассеивает ее. Вместе с тем, здесь существует четкое разделение на среду и поле; среда рассматривается в значительной степени еще как пассивный объект по отношению к проходящим через нее волнам.

Физическая картина приема естественных полей естественными датчиками недостаточно ясна; есть представление, что здесь участвует взаимодействие среды и всех полей (связанное поле) [10]. Отличительная особенность их от волновых методов — зависимость взаимодействия в этом поле от состава объекта и датчика. Кроме того, некоторые характеристики взаимодействия свидетельствуют о наличии диффузионной составляющей поля, явлений типа теплопередачи. Поэтому можно говорить об описа-

нии соответствующего поля уравнениями параболического типа — диффузии, теплопроводности. В таких явлениях среда не только участвует в передаче энергии поля, но и само поле фактически является некоторым процессом среды, т. е. разделение на поле и среду здесь практически отсутствует.

Как известно, три типа уравнений — эллиптическое, гиперболическое и параболическое — характеризуются различными, неперекрывающимися соотношениями между коэффициентами общего дифференциального уравнения в частных производных второго порядка [7]. Эти коэффициенты — суть параметры среды. Следовательно, поля, представляемые разными типами уравнений, определяются различными свойствами среды и отражают разные ее аспекты. Поэтому данные, получаемые при интерпретации этих полей, дополняют друг друга.

Если сопоставить три названные группы методов с точки зрения общей теории измерений, где рассматриваются три вида измерений, — количественное, сравнительное и классифицирующее [2], то можно отметить следующее. Методы изучения искусственных полей искусственными датчиками соответствуют количественному виду измерений: результатом, например, сейсмического метода является скоростная модель среды с достаточно точными значениями глубин отражающих границ и пластовых скоростей. Методам изучения естественных полей искусственными датчиками соответствует сравнительный вид измерений: решение обратной задачи, например, гравиразведки очень неустойчиво, и поэтому реальное изучение среды обычно ведется на основе сравнения различных конкурирующих вариантов ее модели и выбора среди них варианта с наименьшей невязкой между наблюдаемым и вычисленным полями. Изучению естественных полей естественными датчиками соответствует классификационный вид измерения: результатом здесь является классификация изученных объектов без определения или сравнения каких-либо их физических параметров.

В соответствии с изложенным методы изучения искусственных полей искусственными датчиками есть, по существу, методы моделирования геологической среды; их методология мало отличается от методологии классической физики и технических методов приема сигналов. Для методов изучения естественных полей искусственными датчиками характерно сравнительное (почти образное) описание результатов исследования. Эти методы чаще других привлекаются для сравнительного изучения различных геологических регионов; методология их ближе к методологии естественных описательных

наук. В третьей группе методов — изучение естественных полей естественными датчиками — преследуется одна цель — обнаружение месторождения или иного конкретного геологического объекта. Моделирование и описание геологического объекта здесь не требуются, да они и не возможны. Методология резко отлична от методологии классической физики и естественных наук и в определенной мере близка методологии квантовой физики [11].

Также резко различаются три группы методов и с точки зрения соотношения точности и информативности исследования [11]. В методах изучения искусственных полей искусственными датчиками высокая эффективность исследований достигается за счет формирования при полевых наблюдениях и обработке данных на ЭВМ высокой пространственной избирательности приема сигналов, благодаря чему появляется возможность независимого выделения сигналов от отдельных элементов среды. Следовательно, точность изучения среды достигается за счет отказа от полноты приема информации об объекте. В связи с этим, например, в сейсморазведке наибольшая эффективность достигается при изучении скелета осадочных толщ — отражающих границ, а наибольшей проблемой является изучение пористости и флюидов.

В методах изучения естественных полей искусственными датчиками избирательный прием достигается только выбором датчика (обычно это определяет выбор того или иного стационарного, чаще статического, поля). Измеренное поле, например гравитационное, обуславливается всем объемом вещества, слагающего объект. Поэтому точность определения физических и структурных характеристик последнего здесь значительно ниже, чем, положим, в сейсморазведке, но целостность изучения геологических объектов выше.

При изучении естественных полей естественными датчиками из-за минимальной избирательности по регистрируемым полям и характеристикам их приема соотношение точности и информативности обратно соотношению в методах приема искусственных полей искусственными датчиками. Соответственно эффективность при структурных построениях минимальна, а при определении состава пород и руд максимальна [9].

Данное взаимоотношение трех групп методов можно, с точки зрения принципа дополненности Бора, описать еще так: точность выявления деталей строения объекта сопровождается недостаточной характеристикой объекта как целого, т. е. как геологического объекта, и наоборот, описание

объекта как целого скрывает характеристики частей.

Опишем теперь различие рассматриваемых групп со стороны взаимоотношения субъекта и объекта исследований. Как известно, принцип дополненности разных методов исследования обусловлен разным положением в них границы между субъектом и объектом познания [3]. В методах приема полей, созданных в среде субъектом познания, т. е. вторичных источников, возбужденных в среде искусственно, изучаются характеристики среды, сформированные не только самой средой, но и исследователем. Поэтому субъективность изучения объектов здесь обязательна. Вместе с тем, она является, как следует из вышесказанного, и причиной эффективности использования данных метода в принятии решения при поисках.

В методах изучения естественных полей искусственными датчиками параметры регистрируемых полей в каждой точке определяются только объектом исследования. От геофизика здесь зависит лишь выбор физического поля, его составляющей (проекции, частотного диапазона и т. д.). Поэтому характеристики объекта в данной группе методов более объективны, чем в группе методов искусственных полей. Регистрируемые величины определяются только точкой измерения, т. е. являются характеристикой пространства (в нестационарном случае и времени).

При регистрации естественных полей естественными датчиками изучается взаимодействие двух объектов: объекта исследования и объекта-датчика. Поскольку картина приема естественных полей естественными датчиками в достаточной мере не известна, то независимость результатов исследований от априорных гипотез, т. е. их объективность, здесь максимальна. Регистрируемая величина в данном случае является не только функцией точки приема, а характеризует взаимодействие датчика и объекта. Как и в атомной физике, «такое взаимодействие с необходимостью возникает в процессе наблюдения и не может быть непосредственно учтено по самому смыслу понятия измерения... Это обстоятельство фактически означает возникновение совершенно новой ситуации в физике в отношении анализа и синтеза опытных данных. Оно заставляет нас заменить классический идеал причинности некоторым более общим принципом, называемым обычно дополненностью» [3].

Очевидно, что такая дополненность результатов разных методов также (если не в большей степени) характерна и для методов, использующих искусственные датчики.

Принципиальные различия между тремя

группами методов позволяют считать, что результаты описания геологических субъектов, получаемые разными группами методов, формально не могут быть сведены в единое описание, хотя результаты каждой из них могут использоваться при интерпретации в других группах как априорная информация. Например, при попытке подобрать единую физическую модель по сейсмическому и гравитационному полям путем минимизации единого для них функционала выясняется, что более жесткая оптимизация модели по сейсмическим данным чаще ведет к рассогласованию модели по гравитационному полю и наоборот [6]. В то же время сейсмические данные могут быть использованы для закрепления значений некоторых параметров плотностной модели при ее оптимизации по гравитационному полю. Аналогично и гравитационные данные могут быть использованы при решении обратной задачи сейсморазведки. Однако такой переход от данных одного метода к вводу ограничения на модель, получаемую другим методом, может быть осуществлен только путем в принципе неформализуемого анализа разнородных данных. В результате последовательная оптимизация каждого из методов с учетом закрепленных параметров по данным другого метода позволяет лучше учесть специфику данных каждого из них [19].

Взаимное использование данных геофизических методов внутри одной группы также подвержено действию принципа дополненности, однако неформальный переход от данных одного метода к данным другого здесь может быть более прост и эффективен для результатов обоих методов, поскольку основные их задачи близки между собой. Так, если комплексирование гравиразведки и сейсморазведки позволяет лишь сократить вычислительные затраты на трудоемкую обработку сейсмических данных [19], то комплексирование гравиразведки и магниторазведки даст и более принципиальный эффект. Однако и в последнем случае необходимо учитывать своеобразие проявлений одних и тех же объектов в гравиметрическом и магнитном полях. Так, сети линеаментов, определяемые только по морфологическим признакам [4], отражаются в гравитационном поле главным образом в виде аномалий типа ступени, а в магнитном — цепочками изометрических или линейных локальных аномалий или сменой рисунка поля.

Большой практический интерес представляет также взаимоотношение разнородных данных внутри одного метода измерения полей. Разнородность здесь возникает из-за использования различных типов процедур обработки и интерпретации конкретного поля, являющихся аналогами подходов, при-

меняемых в трех рассмотренных группах методов.

Как следует из приведенных выше описаний этих групп, для методов изучения искусственных полей искусственными датчиками характерна возможность количественного построения физической модели среды путем инверсии наблюдаемого поля. Для методов изучения естественных полей искусственными датчиками специфично получение геологических результатов на основе эвристического анализа морфологии наблюдаемого поля и обнаружения в его общей структуре элементов, отвечающих тем или иным геологическим объектам. Если здесь и используются формальные процедуры, то они основываются на формализации образного восприятия наблюдаемых полей и применяются в интерактивном режиме. Отличительным признаком группы методов изучения естественных полей естественными датчиками является формирование избирательной системы, при которой наблюдаемое поле можно рассматривать как поле конкретного геологического объекта.

Для примера анализа взаимоотношения разных типов процедур внутри одного метода возьмем сейсмический метод как наиболее развитый и эффективный. Поскольку основной задачей метода является построение физической модели, то все конкретные процедуры интерактивной обработки и интерпретации сейсмического поля направлены на ее выполнение. В принципе можно было бы представить общую модель сейсмического поля как сумму полей вторичных источников (приближение Борна — Релея) и на этой основе строить процедуру инверсии поля сразу для получения модели геологической среды. Однако оказывается, что решение обратной задачи в таком виде не только невероятно громоздко, но и обладает сильной неустойчивостью. Поэтому для ввода различного характера априорной информации, резко улучшающей обусловленность обратного решения задачи, весь процесс обработки разбивается на ряд процедур, среди которых выделяются те же направления в подходах к изучаемым объектам, что и в рассмотренных выше трех группах методов: 1) формирование пространственно ориентированного приема от единичного элемента сейсмической модели; 2) морфологический анализ поля; 3) решение обратной задачи.

Так, в основе обработки многократных наблюдений отраженных волн лежат: 1) выделение отражений от отдельных элементов границ на основе суммирования по общей средней точке (ОСТ); 2) оценка оптимальных параметров суммирования и других вспомогательных процедур на основе анали-

за выразительности временного разреза; 3) решение обратной задачи с использованием информации, полученной при суммировании по ОСТ.

Такое разделение связано с тем, что непосредственное решение обратной задачи неустойчиво из-за информационной некорrekтности описания геологической среды хотя и упрощенным, но слишком абстрактным приближением Борна — Релея. Как известно, решение сильно неустойчивой задачи «имеет небольшую практическую ценность» [14]. При поэтапном решении задачи с помощью процедур различного типа к моменту решения обратной задачи накапливается достаточное количество ограничивающей информации о скоростном разрезе, позволяющей сильно сократить неустойчивость задачи. Так, при решении обратной задачи лучевой сейсмической томографии (т. е. по годографам выделенных волн) последняя уже обладает значительно меньшей неустойчивостью, поскольку основной операцией перехода от параметров годографа к скоростным является дифференцирование [15], обратное преобразование Радона, в котором неустойчивость преимущественно связана также с дифференцированием [1]. В итоге неустойчивость обратной задачи в данном случае является неустойчивостью типа численного дифференцирования [8]. Совместное использование трех типов процедур позволяет существенно ослабить неустойчивость обратной задачи и, следовательно, повысить практическую ценность ее решения. При этом, как и при описанном выше взаимном использовании данных разных геофизических методов, результаты каждого из подходов дополняют друг друга, выступая как априорные данные, т. е. не увязываются в единую картину, а только используются для ввода ограничений на искомые параметры. Так, при решении задачи сейсмической томографии используются исходные данные годографов выделенных волн и априорная скоростная модель, минимизация отклонений от которых рассчитанных времен пробега и результирующей скоростной модели составляет основу регуляризации решения томографической задачи [1]. В то же время при корреляции осей синфазности (в принципе неформализуемой процедуре из-за невозможности строго определения понятия волны [5]) по исходным сейсмограммам могут быть использованы данные об этих осях, полученные при вводе и коррекции статических и кинематических поправок в ходе обработки по схеме ОСТ. А после получения скоростной модели сейсмической томографией можно сформировать глубинный разрез, используя более точные скорости, что, в частности, позволяет фак-

тически ввести длиннопериодные статические поправки, т. е. решить проблему, непреодолимую в рамках технологии ОСТ.

Интерактивный режим обработки, используемый для решения всей задачи построения сейсмической модели с помощью перечисленных выше трех типов процедур, обусловлен действием принципа дополненности для данных, получаемых этими процедурами, а именно, невозможностью их сведения в единую формализованную процедуру.

Проиллюстрируем аналогичное взаимоотношение трех типов процедур при интерпретации такого типичного метода изучения естественных полей искусственным датчиком, как гравиразведка. Основу интерпретации при практическом применении данного метода в отличие от сейсмического составляет не построение физической модели, а сравнительное изучение различных регионов в соответствии со сменой картины гравитационного поля (аналогично и при интерпретации магнитного поля). Однако при этом используется не только анализ морфологии поля и полуколичественные методы решения обратной задачи путем сопоставления вычисленных полей от конкурирующих моделей среды с наблюдаемым полем, а также методы выделения полей конкретных геологических объектов с помощью различных редукций и трансформаций наблюдаемого поля. Результаты каждого из трех указанных типов методов интерпретации здесь также выступают друг перед другом как исходные или априорные данные. Принцип дополненности, как и в случае рассмотренного выше примера интерпретации сейсмического метода, действует и внутри одного геофизического метода, т. е. «пронизывает» сверху донизу всю методологию геологической интерпретации геофизических данных.

Отсюда можно констатировать, что результаты этой интерпретации не есть непосредственные и объективные следствия из наблюдаемых данных, но результат искусного согласования разнородных данных в рамках интерактивной технологии обработки их на ЭВМ в соответствии с действием принципа дополненности. Поэтому указанный принцип является теоретической основой не только геологической интерпретации геофизических данных, но и разработки методики и технологии применения математических методов и ЭВМ, позволяющих преодолеть сильную неустойчивость обратной задачи геофизики.

Целостное представление о геологическом объекте создают разнородные данные, доставаемые разнородными методами наблюдения и интерпретации, а также изучение

этого объекта в его самостоятельности и индивидуальности в земной коре — изучение его функции в жизни Земли, в частности, в образовании месторождений, если решается поисковая задача. Именно исследование функций геологического объекта позволяет преодолеть дополнительную разнородность данных. Исследование же причин образования геологического объекта, наоборот, оставляет специалиста наедине с действием принципа дополнительности, поскольку в этом случае необходимо именно свести разнородные данные в единый геологический процесс. Как раз в таких условиях смутные предположения становятся гипотезами, а гипотезы именуются теориями. Неправдоподобные теории встречаются в изобилии, а отвергнуть их с полной убедительностью бывает трудно.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельфер И. К., Непомнящих И. А. Сейсмическая томография // Разведочная геофизика. — М.: ВИЭМС, 1988.
2. Берка К. Измерения. Понятия, теории, проблемы. — М.: Прогресс, 1987.
3. Бор Н. Причинность и дополнительность // Избранные труды. М., 1971. Т. 2.
4. Брок Б. Б. Сетка линеаментов // Структурная геология и тектоника плит. — М., 1988. Т. 2. С. 297—303.
5. Виноградова М. Б., Руденко О. В., Сухоруков А. П. Теория волн. — М.: Наука, 1979.
6. Голиздра Г. Я. Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. — М.: Недра, 1988.
7. Зоммерфельд А. Дифференциальные уравнения в частных производных физики. — М.: Изд-во иностр. лит., 1950.
8. Лаврентьев М. М. Интегральная геометрия и обратные задачи // Геология и геофизика. 1986. № 1. С. 147—152.
9. Непомнящих И. А., Сочеванов Н. Н., Исаева О. А. Возможности биолокации при поисках месторождений полезных ископаемых // Обзор ВИЭМС. Сер. Разведочная геофизика. 1989.
10. Непомнящих И. А. Биолокационный метод поисков // Сов. геология. 1989. № 10. С. 113—120.
11. Непомнящих И. А. От геофизики — к физической геологии // Отечественная геология. 1992. № 10. С. 91—93.
12. Применение биотелеметрии в дистанционных геофизических исследованиях / В. А. Каневский, К. М. Сытник, Ю. Р. Шеляг-Сосонко и др. // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282. № 2. С. 291—294.
13. Стейси Ф. Физика Земли. — М.: Мир, 1972.
14. Уилкинсон Дж. Х. Алгебраическая проблема собственных значений. — М.: Наука, 1970.
15. Урунов А. К., Левин А. Н. Определение и интерпретация скоростей в методе отраженных волн. — М.: Недра, 1985.
16. Шредингер Э. Что такое жизнь? С точки зрения физики. М.: Мир, 1972.
17. Bishop T. N., Bube K. P., Culter R. T., Langan R. T., Love P. L., Resnik J. K., Shyey R. T., Spindler D. A., Wyld N. W. Tomographic determination of velocity and depth in laterally varying media // Geophysics. 1985. Vol. 50. № 6. P. 903—923.
18. Harvalik Z. V. Scientific technique applied in dowsing // American dowsing. 1984. Vol. 24. № 3. P. 42—43.
19. Lines L. R., Schultz A. K., Treitel S. Cooperative inversion of geophysical data // Geophysics. 1988. Vol. 53. № 1. P. 8—20.
20. Simons G. Cooperation between geophysics and dowsing // American dowsing. 1984. Vol. 24. № 2. P. 6—11.

## **ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!**

**Журнал Отечественная геология приглашает к сотрудничеству отечественных и зарубежных исследователей и предпринимателей.**

**Журнал выписывают геологи России, стран СНГ и специалисты более 30 стран мира.**

**Журнал публикует рекламу научных и производственных разработок. Реклама в нашем журнале — гарантия Вашего успеха!**

*Подписаться на журнал и приобрести его можно в редакции в течение всего года по адресу: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129б, тел. 315-28-47.*

# Contents

## METALS AND NON-METALS

- Ermolayev N.P., Chinenov V.A., Khoroshilov V.L., Goryachkin N.I., Nikiforov A.V.*  
Platinoids in blacks of Middle Asia . . . . . 3
- Tokhtasyev V.S., Sayetgaleyev Ya.H., Khairulina G.Z., Krutikov V.F., Mazur S.V., Leonov G.V.*  
A preliminary evaluation of magnesite ore quality . . . . . 11

## STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

- Minayeva M.A.*  
Tectonic-stratigraphic anomalies in stratotypical deposits of Vend-Cambrian age of Prianabarye's Ebelyakhski district . . . . . 15

## MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

- Dukhovski A.A., Artamonova N.A., Ivanova E.I., Nikiforov I.O.*  
A volumetric model of Salminski granite massif of Priladozhye and regularities of mineralisation location . . . . . 24
- Mustafeyev G.V., Karimov R.B., Guseinov D.A.*  
Clinopyroxenes of igneous formations of the Great Caucasus' southern slope . . . . . 32

## GEOCHEMISTRY

- Semyonov E.I., Proshchenko E.G.*

- On scandium and rare-earth mineralisation of Akzhailyab granitic pegmatites in Kazakhstan . . . . . 37

## GEOFYSICS AND TECTONICS

- Bulin N.K., Egorkin A.V.*  
Multiwave deep seismic sounding during small-scale predictive research . . . . . 43
- Brodski A.Ya., Voronin N.I., Mitalev I.A.*  
A model of depth structure of junction zone referring to Karpinski chain and Astrakhanski dome . . . . . 50
- Kevorkyants S.S., Abramov V.Yu.*  
A computerised method of the normal field reproduction during inter-hole radiowave survey in locally non-uniform geotraverses . . . . . 54

## GEOECOLOGY

- Ostrovski V.N.*  
Geological environment as a factor of entogenesis . . . . . 58

## DISCUSSIONS

- Kobyakov A.V.*  
Universal theory of plate tectonics and climate . . . . . 61
- Nepomnyashchikh I.A.*  
Geological interpretation of geophysical data and principles of addition . . . . . 70

