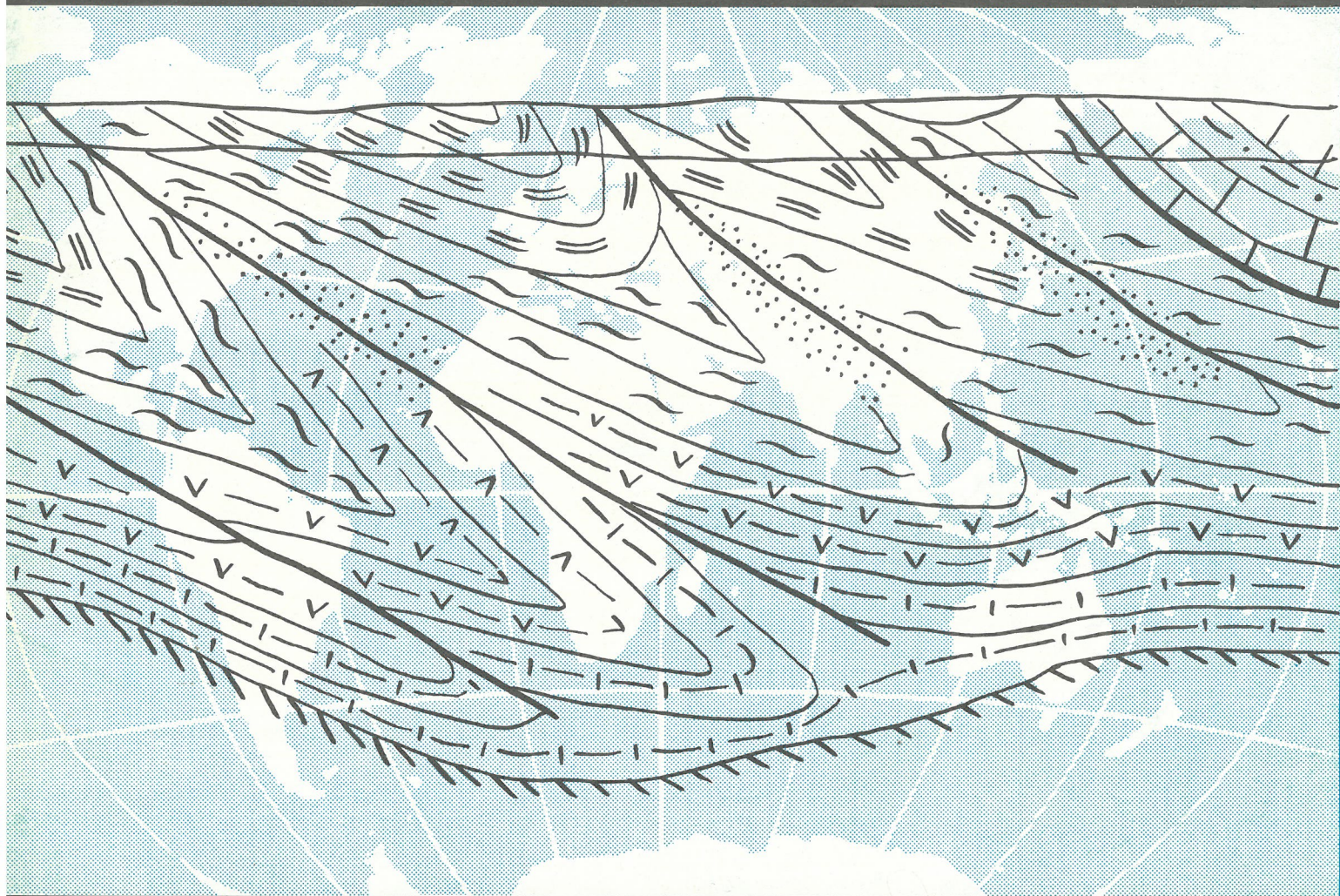


ISSN 0869-7175

# Отечественная Геология



**10/1997**

РАЗЛОМЫ И НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЕ

АПАТИТЫ ЕВРАЗИИ

БАРЕНЦЕВО-КАРСКИЙ ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН



# Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

## 10/1997

Учредители:

Министерство природных  
ресурсов РФ

Российское геологическое общество

Центральный  
научно-исследовательский  
геологоразведочный институт  
цветных и благородных металлов

### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: И. Ф. Глузов, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора),  
В. А. Ерхов, В. И. Казанский, А. А. Кременецкий, Г. А. Машковцев,  
Н. В. Милетенко, Л. В. Оганесян (зам. главного редактора), М. В. Ро-  
гачева (отв. секретарь), А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин (зам. главного ре-  
дактора), Б. А. Соколов, В. И. Старостин, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов  
(председатель редсовета)

Редсовет: А. Н. Барышева, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников,  
И. С. Грамберг, А. Н. Еремеев, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан,  
М. М. Константинов, Т. Н. Корень, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межелов-  
ский, И. Ф. Мигачев, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович,  
В. С. Сурков, В. А. Ярмолук



## ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Гаврилов В.П., Григорьянц Б.В., Дворецкий П.И., Тарханов М.И.

Разломная тектоника и нефтегазонакопление в земной коре 3

## РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Лихачев А.П.

Трапповый магматизм и платино-медно-никелевое рудообразование в Норильском районе 8

Файзуллин Р.М.

Эволюция апатитового оруденения северной половины Евразийского континента 19

## ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Чекваидзе В.Б., Исакович И.З., Милев С.А.

Эндогенные минералогическо-геохимические ореолы Карамкенского золоторудного месторождения 24

Кринов Д.И.

Взаимодействия и организация вещества в системе кристалл — среда — примесь как фактор, определяющий генетическую информативность минерала 28

Сонин В.М., Жимулев Е.И., Афанасьев В.П.

Влияние поверхностной графитизации на морфологию кристаллов алмаза 33

## ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Мордвинова В.В.

Строение земной коры и геодинамика Байкальской складчатой области 37

## ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА

Павленкин А.Д., Буценко В.В., Дараган-Суцеева Л.А., Дараган-Суцев Ю.И.

Источники терригенного материала Баренцево-Карского осадочного бассейна 44

## КРАТКОЕ СООБЩЕНИЕ

Казакова С.М.

К палеогеографии олигоцена Черлак-Омского Прииртышья 47

## ХРОНИКА

Горжевский Д.И., Денисов М.Н.

Владимир Михайлович Крейтер — основатель учения о поисках и разведке месторождений полезных ископаемых 51

Старостин В.И.

Восьмые научные чтения им. академика В.И.Смирнова 54

70-летие Николая Семеновича Скрипченко 58

## К 300-ЛЕТИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ РОССИИ

О чем писал наш журнал 59

Редакция: Р.В.Добровольская, Г.В.Вавилова, М.В.Рогачева  
Компьютерный набор В.К.Комарова  
Верстка и оригинал-макет П.А.Сандомирский

Сдано в набор 15.08.97. Подписано в печать 14.10.97. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.  
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296.  
Телефон: 315—28—47

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием «Поликарт»



## Разломная тектоника и нефтегазонакопление в земной коре

В.П.ГАВРИЛОВ, Б.В.ГРИГОРЬЯНЦ (ГАНГ), П.И.ДВОРЕЦКИЙ, В.А.ПОНОМАРЕВ (РАО «Газпром»), М.И.ТАРХАНОВ (ГАНГ)

Размещение зон нефтегазонакопления в земной коре рассматривается как очевидное свидетельство необходимости выделения в ее разрезе нефтегазонасыщенных свит и горизонтов, как свидетельство стратиформного характера залежей и месторождений углеводородов (УВ). Однако на практике имеется большое число фактов, позволяющих сомневаться в данном положении указывающих на то, что в земной коре встречаются месторождения и залежи УВ, для которых стратиграфическая приуроченность не определяющий фактор. Своеобразие подобной группы нетрадиционных (нестратиформных) зон нефтегазонакопления объясняется прежде всего их приуроченностью к тектоническим нарушениям, участкам высокой тектонической напряженности, поскольку образование при этом коллектора является следствием аномального проявления тектонических процессов. Именно в таких аномальных условиях происходит трансформация плохопроницаемых и даже практически непроницаемых пород в породы-коллектора.

Разломная тектоника всегда рассматривалась как важный фактор миграции УВ в земной коре, обеспечивающий формирование нефтегазовых залежей и месторождений. Наиболее полно миграционные возможности тектонических нарушений проанализированы в специально посвященной этому вопросу монографии [3], в которой убедительно показано место разрывных нарушений в процессах формирования антиклинальных пластовых залежей нефти и газа, в создании условий стратиграфического и литологического выклинивания нефтегазовых горизонтов, их тектонического экранирования.

Наглядный характер связей разломов с миграцией УВ заслонил, к сожалению, другую их особенность — аккумуляционные возможности. Попытка обобщить данную особенность разрывных нарушений была предпринята еще в середине 60-х годов [6] и заключалась в объяснении отрицательных результатов поисков промышленных скоплений УВ в мезозойских отложениях ЮВ Кавказа тем, что при их проведении не учитывалось своеобразие локализации залежей — их приуроченность непосредственно к разломам, точнее к приразломным зонам дробления пород.

Обоснование наличия в земной коре именно приразломных зон нефтегазонакопления или фактически нового вида месторождений нефти и газа и разработка методики их выделения позволяют делать достаточно конкретные выводы по части неучтенных или не востребуемых потенциальных возможностей и регионов с установленной нефтегазонасыщенностью, и регионов сложного геологического строения, в частности с интенсивными проявлениями покровной тектоники.

Все разнообразие приразломных зон нефтегазонакопления может быть наглядно показано на примере месторождений, открытых и разрабатываемых в пределах Альпийского складчатого пояса, в частности в

пределах его Кавказского отрезка, где активность новейших тектонических движений обусловила четкое проявление контрастного характера строения земной коры непосредственно в поверхностной геологии. К числу месторождений с наглядно выраженной приразломной природой нефтегазонакопления должны быть отнесены Сиазанское и Мурадханлы в Азербайджане и Самгори в Грузии. Их вполне можно рассматривать в качестве эталонных, представляющих 3 разновидности месторождений УВ нового вида.

Пример Сиазанского месторождения исключительно выразителен. Протягивается данное месторождение по северной периферии мезозойского ядра мегаантиклинория Бол. Кавказа, выдвинутого в виде горста вверх относительно расположенного севернее Кусаро-Дивичинского прогиба, представляющего на В.Предкавказский передовой прогиб. Граница между этими структурами проходит по Сиазанскому же разлому-надвику, минимальная амплитуда вертикальных смещений по которому составляет 3—4 км. В результате меловые отложения приподнятого блока в виде козырька местами сохранившегося от эрозии, перекрыли палеоген-миоценовые отложения поверхностного выполнения Кусаро-Дивичинского прогиба. Пожалуй, самым существенным следствием считать образование на границе смежных структурных блоков полосы дробления и высокой тектонической трещиноватости пород, которая и послужила вместилищем УВ. В результате месторождение представляет собой жильное тело (рис. 1), прослеженное в настоящее время по простиранию на 80 км, по падению на глубину не более 2000 м.

Диапазон нефтегазонасыщенности в пределах месторождения не имеет каких-либо определенных стратиграфических границ. Нефтегазонасыщенным является весь пройденный скважинами и находящийся в тектоническом контакте интервал разреза верхнего мела, начиная с сеномана, слагающего приподнятый блок, и залегающих в опущенном блоке отложений палеогена и миоцена, включая средний отдел последнего. При этом разрез мела представлен преимущественно тонким флишевым чередованием различных песчаников, известняков и глин, а отложения палеогена и миоцена могут быть охарактеризованы как явно глинистые, содержащие очень тонкие прослой песчаников.

Очевидный интерес может представить и история освоения Сиазанского месторождения. В начальной стадии его разработка связывалась с моноклиналиным залеганием майкопской серии отложений, наличием в ее разрезе тонких, но сближенных и образующих отдельные пачки, прослоев песчаников [9]. Если судить по одной из последних публикаций [11], то данное представление все еще имеет своих сторонников. Думается, что только поэтому залежь остается не прослеженной по падению, хотя в скважины стали спускать фильтры высотой до 1000 м с



целью сплошного, без пропуска каких-либо интервалов разреза, отбора нефти и газа.

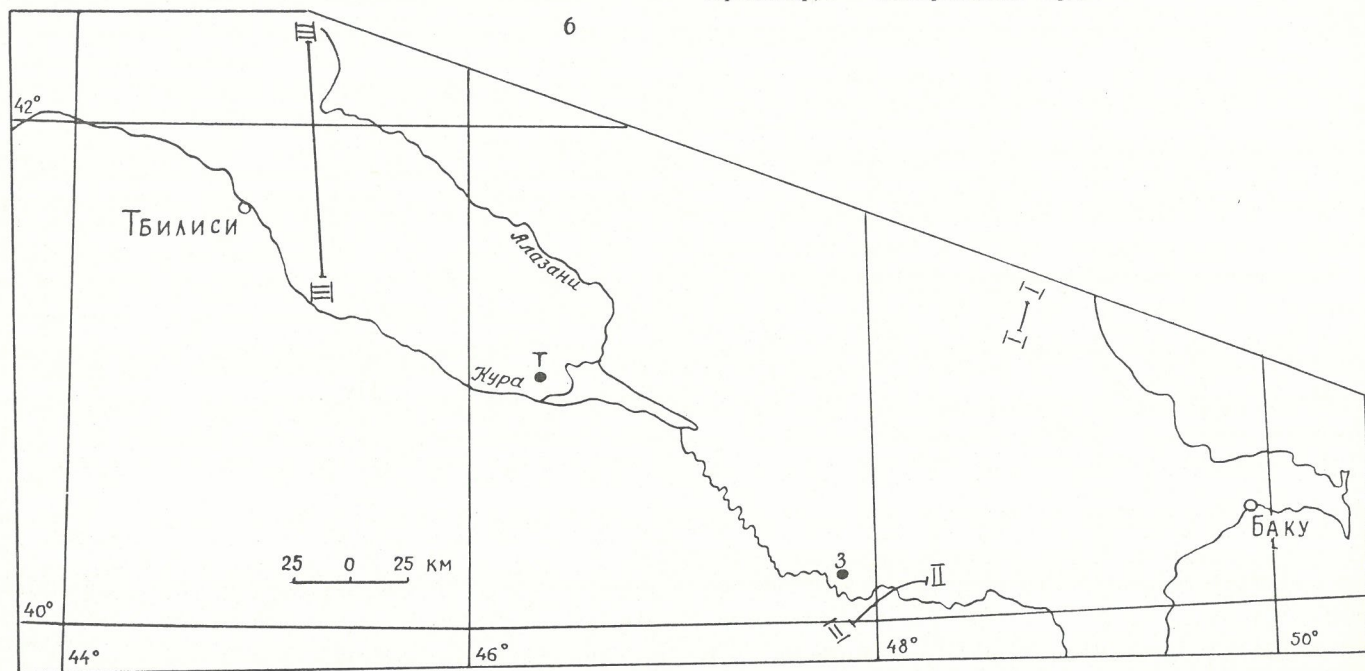
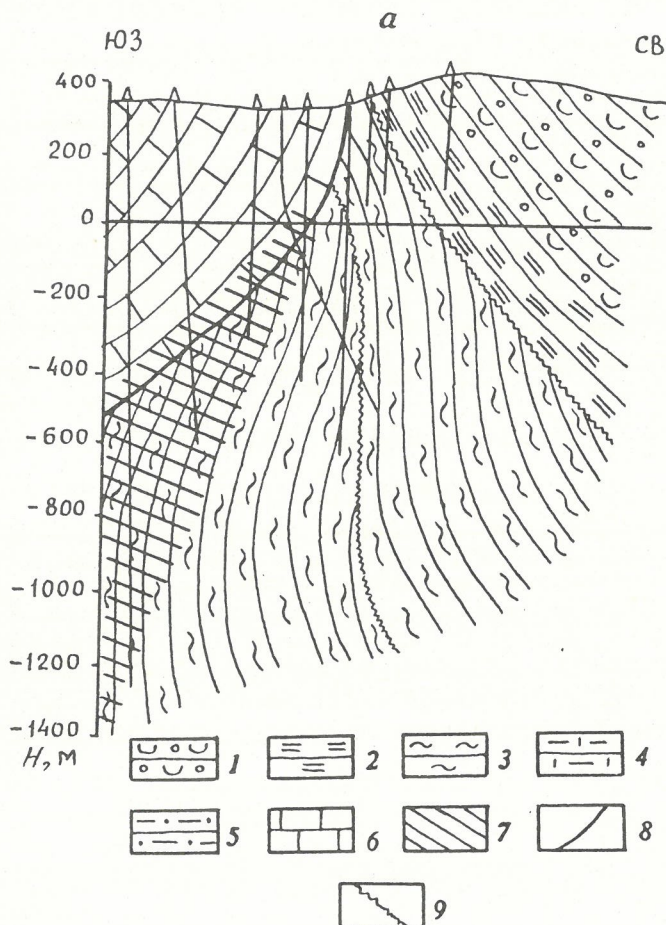
Для месторождения Мурадханлы, расположенного в пределах Куринской впадины, характерен такой же широкий возрастной диапазон нефтегазонасыщения — от чокракского горизонта среднего миоцена до подошвенного сеноманского яруса верхнего мела — самого древнего горизонта из вскрытых бурением при глубине скважин до 5 км. Нефтегазонасыщение здесь связано с терригенными, в основном глини-

стыми (средний и нижний миоцен, верхний и нижний палеоген), вулканогенно-осадочными, преимущественно туфопесчаниками (средний палеоген), карбонатными (верхняя часть верхнего мела) и изверженными, представленными преимущественно порфиритами (нижняя часть верхнего мела), породами. Существенный интерес может представить изменение характера нефтегазонасыщения пород в вертикальном разрезе: размеры залежи по горизонтали сокращены на уровне развития глинистых пород, возрастают в створе с карбонатными и вулканогенно-осадочными и достигают максимальных размеров в интервале распространения сугубо вулканогенных, изверженных, пород.

Все эти особенности месторождения можно объяснить лишь его приуроченностью к границе двух смежных блоков пород с резкими контрастами их разнонаправленных вертикальных движений. Приподнятый блок соответствует Тальш-Вандамскому погребенному поднятию, обособляющемуся в качестве крупного поперечного структурного элемента в Куринской межгорной впадине и одновременно ограничивающему с 3 Южно-Каспийскую впадину. Переход от названного поднятия к смежному опущенному блоку (Евлах-Агдажабинский прогиб) происходит скорее всего по системе тектонических нарушений, по которой поверхность мезозойских отложений ступенчато опускается от глубины в 3 км на В (приподнятый блок) до глубин 5—6 км и более в пределах опущенного блока, но в приграничной полосе с приподнятым. Месторождение Мурадханлы локализовано как раз в зоне этой системы нарушений и также представляет собой жильное образование, непосредственно связанное с полосой дробления пород, ширина которой изменяется в явном соответствии с литологией пород, находится в прямой зависимости от их плотностной характеристики (рис. 2).

Рис. 1. Поперечный геологический разрез Сиазанского месторождения по линии I—I (а) и схема расположения геологических разрезов (б):

1 — верхний миоцен; 2 — средний миоцен; 3 — нижний миоцен-олигоцен; 4 — эоцен; 5 — палеоген; 6 — верхний мел; 7 — зона нефтегазонакопления; 8 — тектоническое нарушение; 9 — стратиграфическое несогласие. Буквы на схеме: Т — месторождение Тарсдалляр, 3 — месторождение Зардоб





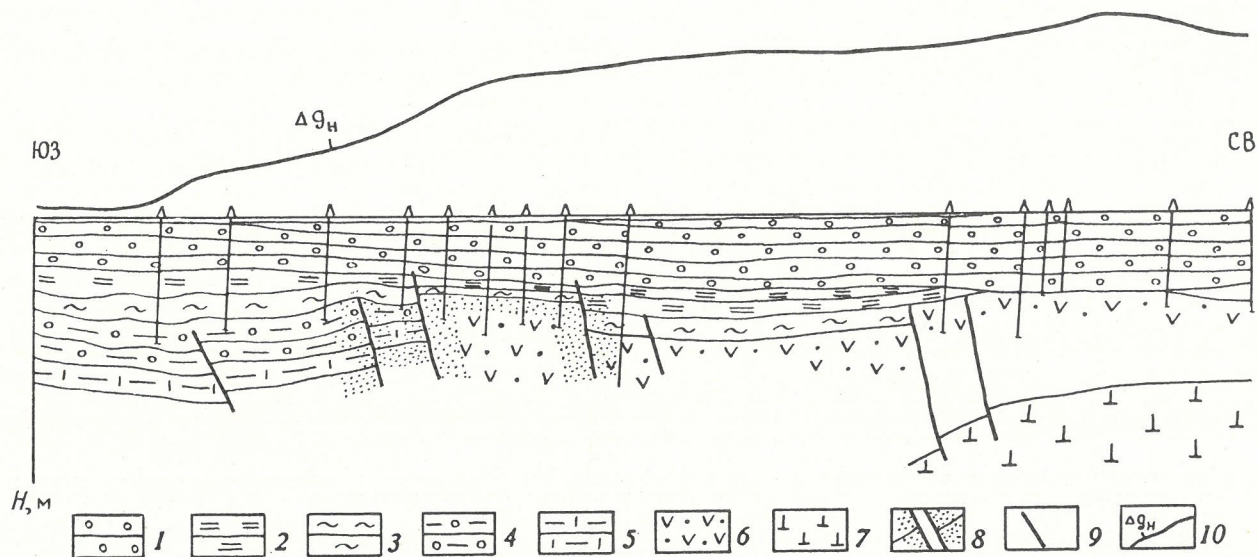


Рис. 2. Геологический разрез месторождения Мурадханлы (по линии II—II):

1 — плиоцен-четвертичные отложения; 2 — верхний и средний миоцен; 3 — нижний миоцен-олигоцен; 4 — эоцен; 5 — палеоцен; 6 — мел; 7 — юра; 8 — зоны нефтегазоаккумуляции; 9 — тектонические нарушения; 10 — кривая наблюдаемого поля силы тяжести в редукции Буге

Месторождение Самгори совершенно иной, с генетической точки зрения, тип зон нефтегазоаккумуляции. Расположено в Восточной Грузии, в пределах Куринской впадины, точнее в междуречье Куры и ее левого притока Алазани. Здесь Куринская впадина резко сужена по сравнению с ее восточной частью, прилегающей к Южному Каспию. Однако она и на этом отрезке представляет единый нерасчлененный в структурном рельефе поверхности мезозойских отложений прогиб с мощным, до 12—13 км, кайнозойским выполнением. Это структурное единство Куринской впадины, по крайней мере в Прибалийском районе, четко выражено в аномальном поле силы тяжести, характер которого не оставляет сомнений в том, что складчатая структура кайнозойских отложений до палеогена включительно построена автономно относительно рельефа поверхности мезозойских отложений (рис. 3).

В этом как раз и заключается суть структурной позиции месторождения Самгори и морфологический облик нефтегазовой залежи, приуроченной, очевидно, к осевой полосе антиклинального поднятия, где весь комплекс пород, в том числе и туфопесчаники среднего эоцена, оказался интенсивно растресканным и возможно даже раздробленным. Только поэтому месторождение оказалось протяженным на 60 км при ширине не более 5—6 км. Надо полагать, что бурением вскрыта лишь верхняя часть залежи, которая, по мнению авторов, в виде пластообразного жильного тела погружается вместе с осевой плоскостью антиклинального поднятия в северном направлении, несколько расширяясь с глубиной в соответствии с расширением зоны дробления пород, как это показано на поперечном профильном разрезе (см. рис. 3). Профильный разрез построен в соответствии с характером изменений значений силы тяжести и представляет собой реконструкцию, применительно в основном к нижней его части, разреза, заимствованного из работы А.М.Красовского, Г.М.Усанова, Д.Ю.Папова и др. [7].

Описанные нефтегазовые месторождения могут рассматриваться как достаточно конкретные свидетельства развития в земной коре трех типов приразломных зон нефтегазоаккумуляции.

*Первый тип* (Сиазанское месторождение) выделяется приуроченностью к граничным, краевым или периферийным частям предгорных и межгорных впадин и внутригорных котловин, вернее к граничным разломам или системам тектонических нарушений, с подвижками по которым происходит грабенообразное опускание впадин относительно смежных поднятий. В соответствии с таким структурным положением они могут прослеживаться по периферии впадин на многие десятки, сотни и даже тысячи километров. С одной стороны, практика явно недостаточно занимается их специальным изучением и опосредованным поиском. Даже при активных работах в поясе надвигов Северо-Американских Кордильер поиски нефтегазовых скоплений, несмотря на весьма широкий от ордовика до мела стратиграфический интервал нефтегазоносности, связываются с выявлением конкретных возрастных продуктивных горизонтов и в аллохтонном комплексе и поднадвиговом блоке пород [8]. С другой стороны, характер перехода от горноскладчатых сооружений к смежным впадинам или прогибам на значительных по их простиранию участках оказывается настолько сложным, например, из-за наличия поперечных более древних выступов или покровной тектоники, что выделение и прослеживание подобных зон становится проблемой, решение которой потребует немалых затрат сил и времени.

*Второй тип* приразломных зон нефтегазоаккумуляции (месторождение Мурадханлы) связан с высокоамплитудными разломами или системами тектонических разрывов, разграничивающих частные, но достаточно крупные структурные блоки земной коры в пределах прогибов и впадин с мощным осадочным выполнением. Их протяженность по сравнению с протяженностью зон первого типа заметно меньше, но остается значительной и может измеряться десятками километров.

*Третий тип* приразломных зон нефтегазоаккумуляции (месторождение Самгори) существенно отличается от двух предыдущих формированием в толщах поверхностного выполнения прогибов, в разрезе которых пластичным образованиям принадлежит решающая роль. Это в основном нефтематеринские или нефтепроизводящие, по терминологии сторон-



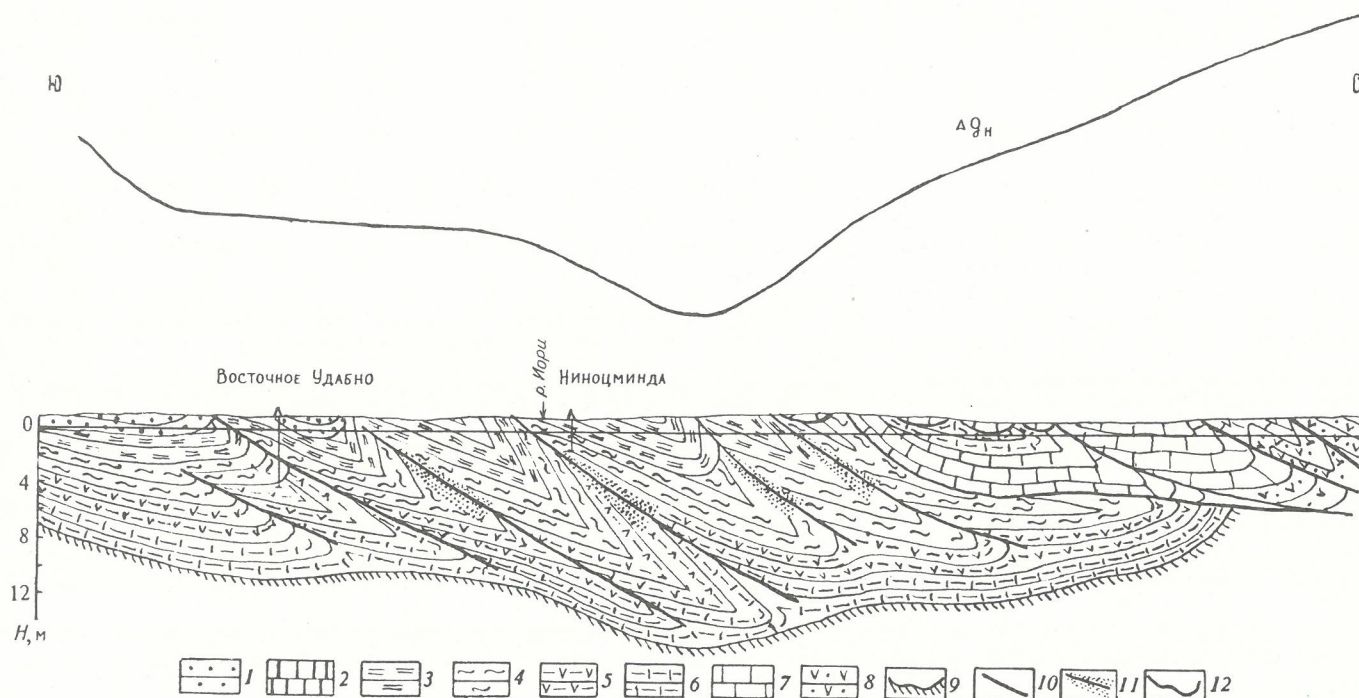


Рис. 3. Поперечный разрез Притбилисского района Куринской впадины (по линии III—III; [7] с реконструкцией его нижней части):

1 — верхний плиоцен; 2 — нижний плиоцен и верхняя часть верхнего миоцена (понт-мэотис); 3 — нижняя часть верхнего миоцена и средний миоцен; 4 — нижний миоцен-олигоцен; 5 — эоцен; 6 — палеоцен; 7 — мел; 8 — юра; 9 — поверхность докайнозойского консолидированного складчатого основания; 10 — тектонические нарушения; 11 — зоны нефтегазоаккумуляции; 12 — кривая наблюдаемого поля силы тяжести в редукции Буте

ников органического происхождения нефти, толщи пород с ярко выраженным изоклинально-чешуйчатым характером их складчатой структуры. Активное проявление в данном случае и разрывной дислокации обеспечивает возникновение зон дробления пород в первую очередь в приосевых частях складок, где концентрируются высокие тектонические напряжения и неизбежны вертикальные и горизонтальные перемещения одних крыльев складок относительно других. В результате приосевые разрывы складок постепенно превращаются в сбросы, взбросы и даже пологие надвиги с неизбежным дроблением и расстрескиванием пород вдоль поверхностей тектонических контактов.

Зоны нефтегазоаккумуляции третьего типа скорее должны рассматриваться как локальные. Главная их особенность — погружение в виде жильного образования по падению поверхности тектонического нарушения с одновременным расширением и зоны дробления пород. Кроме того, в зонах активного прогибания с мощным поверхностным выполнением и пластичным характером разреза такого выполнения каждая антиклинальная складка может быть объектом локализации зон нефтегазоаккумуляции третьего типа.

Очевидные перспективы поиска приосевых залежей УВ следует связывать с периферийными частями прогибов и впадин, которые нередко оказываются перекрытыми аллохтонными комплексами пород, перемещенными со смежных поднятий. Большая, измеряемая порой первыми десятками километров, амплитуда горизонтальных перемещений аллохтонных пластин и даже их систем может обеспечить хорошую сохранность рассматриваемого типа залежей в поднадвиговых блоках пород.

Вместе с тем, возможность такого перекрытия бортовых частей крупных прогибов и впадин, что уже убедительно подтверждено практикой, может служить логичным обоснованием для выделения четвертого типа приразломных зон нефтегазоаккумуляции, приуроченных к подошвенным частям и аллохтонных комплексов и каждой из составляющих эти комплексы чешуй или пластин. Это значит, что подошвенные части покровных пластин и чешуй должны характеризоваться благоприятной для нефтегазоаккумуляции обстановкой и, вероятно, не малыми запасами УВ, если иметь в виду большие площади распространения покровных комплексов и многоярусный характер их строения в вертикальном разрезе.

Контрастный характер строения земной коры достаточно определенно выражен, но уже в основном в материалах геофизики и бурения, и на платформах, в том числе молодых эпигерцинских и древних докембрийских или даже дорифейских. Следовательно, и платформенные области должны быть отнесены к территориям, обладающим вполне определенными возможностями или благоприятными условиями для формирования приразломных, вернее даже жильных, зон нефтегазоаккумуляции\*. Для окраинных частей платформ этот вопрос может решаться более определенно. Здесь прослеживаются крупные передовые и предгорные прогибы, бортовые части которых, обращенные к

\* Термин жильный применительно к нефтегазовым залежам уже был использован в литературе [1] для выделения специфического типа ловушек баженовской свиты Западной Сибири. Однако при этом речь шла о залежах связанных с трещинными коллекторами, но с ярко выраженным стратиформным их характером, что столь же определенно выражается в их приуроченности именно к баженовской свите.



смежным горноскладчатым сооружениям, необходимо рассматривать как весьма перспективные с точки зрения поиска приразломных (жилых) зон нефтегазоаккумуляции.

К объектам вероятного развития приразломных зон нефтегазоаккумуляции на территории Российской Федерации следует отнести восточный борт Предуральяского прогиба вместе с восточной бортовой частью Прикаспийской впадины, где она сочленяется со складчатыми сооружениями Урала и Мугоджар; западную и восточную периферии Западно-Сибирской впадины; периферийные части крупных прогибов Восточной Сибири и Дальнего Востока, имея в виду и впадины окраинных морей последнего, Охотского и Японского в частности. Если эти регионы могут рассматриваться как объекты исследования в основном не сегодняшнего дня, то такие обжитые регионы, как Северное Предкавказье и в частности зона перехода от горноскладчатого сооружения Бол. Кавказа к смежным на севере прогибам, трассируемая системой тектонических нарушений Ахтырского надвига на З и Дагестанского пояса надвигов на В, вполне могут стать объектами специального изучения в ближайшие годы.

Чтобы убедиться в возможностях, по крайней мере, молодых эпигерцинских платформ, с рассматриваемой точки зрения, можно сослаться на пример месторождения Оймаша в Казахстане, приразломная природа которого уже получила определенное обоснование [5]. Пожалуй, гораздо большим потенциалом в этом отношении могут располагать такие крупные внутриплатформенные осадочные бассейны, как Прикаспийская впадина. Накопление мощной, порядка 20 км, толщи ее осадочного выполнения могло быть только следствием грабенообразного по высокоамплитудным разломам или их системам опускания впадины относительно периферийных поднятий. Не случаен, очевидно, факт локализации по всему ее обрамлению нефтегазовых месторождений с преимущественно трещинными коллекторами в карбонатном разрезе подселевого палеозоя.

Структурное положение приразломных зон нефтегазоаккумуляции позволяет связывать их формирование с процессами, активно протекающими в мощных толщах осадочных пород, выполняющих межгорные и предгорные прогибы, внутригорные котловины и внутриконтинентальные впадины. Комплекс геофизических материалов, данные бурения, а в ряде случаев грязевого вулканизма и даже сейсмичности позволяют говорить совершенно определенно о том, что главной особенностью структуры осадочного выполнения впадин, несмотря на его огромные мощности, достигающие и даже превышающие 20 км, является ее бескорневой характер по отношению к структуре более раннего консолидированного складчатого основания. Это прямое указание на очень большие, скорее даже огромные, запасы энергии, сконцентрированной в этом осадочном выполнении. Определенного ответа на вопрос о ее происхождении — поверхностное или глубинное — дать нельзя, хотя оба источника возможны или вероятны. Более существенно другое: толщи поверхностного выполнения прогибов выступают в роли аккумулятора или накопителя энергии, а процесс формирования их складчатой структуры может и в основном протекает самостоятельно, автономно относительно подстилающего консолидированного складчатого основания. Грязевой вулканизм достаточно убедительное в этом отношении явление и для Южно-

Каспийской, и для Черноморской впадин [10]. Более того, применительно к Южному Каспию автономное складкообразование следует рассматривать как свидетельство того, что здесь в кайнозой зародились и протекают процессы формирования инверсионных структурных соотношений между кайнозойским осадочным чехлом и докайнозойским консолидированным основанием, процессы формирования будущих сложнопостроенных горноскладчатых сооружений [4]. Данное положение представляется весьма существенным, а то и концептуальным. Оно означает, что процесс складкообразования в земной коре не обязательно связывать с общим сжатием, что он может протекать и без приложения внешних по отношению к толщам пород, претерпевшим складкообразование.

Энергетические возможности толщ поверхностного выполнения впадин определяются скорее всего их высоким, но неравномерным насыщением флюидами, что, выглядит вполне очевидным: в разрезе этого выполнения чаще всего большую, а то и основную роль играют плохопроницаемые или пластичные (глинистые, соленосные, ангидритсодержащие) породы. Учитывая, что именно с ними связано формирование автономной складчатой структуры, последнюю необходимо рассматривать как наглядное свидетельство миграции флюидов в толщах плохопроницаемых пород, как демонстрацию перераспределения в пространстве одновременно с флюидами и вмещающих эти флюиды пород. В этих условиях осевые зоны складок превращаются в зоны уплотнения пород, их растрескивания и дробления, в зоны аномально высоких давлений с аномально высокой пористостью [2]. Важно подчеркнуть, что в мощных толщах пластичных пород неизбежно образование емкостей в виде зон дробления и трещиноватости пород, где могла бы происходить аккумуляция подвижных компонентов в виде газа, жидкости или их смеси. В качестве таких емкостей следует рассматривать и зоны дробления пород, связанные с разломами, прослеживаемыми по периферии впадин и оконтуривающими погребенные поднятия, определяющие блоковую структуру консолидированного складчатого основания последних.

При наличии в осадочном выполнении впадин горизонтов, свит, относительно мощных пачек с преобладанием в разрезе пластов-коллекторов, их насыщение флюидами, чаще всего углеводородами, представляется тем более неизбежным. Мощное кайнозойское осадочное выполнение Южно-Каспийской впадины имеет двухъярусное строение: плиоценовый комплекс пород наверху с мощным развитием гранулярных коллекторов в разрезе и с огромными запасами накопленных в виде пластовых залежей и месторождений УВ и залегающий ниже комплекс высокопластичных отложений палеоген-миоценового возраста. Однако это несколько не умаляет перспектив нефтегазоносности, причем несомненно больших, преимущественно глинистой толщи миоцена и палеогена. Огромные запасы УВ в плиоценовой толще пород здесь явно обусловлены флюидной динамикой палеоген-миоценового интервала разреза, высокая степень активности которой ярко демонстрируется нередкими, скорее даже частыми, извержениями грязевых вулканов.

Есть поэтому все основания говорить о том, что процессы флюидной динамики пластичных толщ пород обеспечивают в первую очередь накопление флюидов, в частности УВ, в собственных зонах воз-



можной их аккумуляции (главным образом приразломные зоны дробления пород). И лишь затем эти же процессы, в зависимости от наличия или отсутствия перекрывающей толщи непластичных пород, могут выражаться в формировании в данной перекрывающей толще пластовых залежей и месторождений и в виде таких проявлений, как грязевой вулканизм и сейсмичность.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белкин В.И., Медведский Р.И., Аббасов И.А. Жильный тип ловушек углеводородов / Сер. Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. М.: ВНИИОЭНГ, 1988.
2. Буррус Дж., Рудкевич Дж.Л. Моделирование бассейна и разведка нефти и газа. Геология нефти и газа. 1994. № 1. С. 32—39.
3. Гаврилов В.П. Влияние разломов на формирование зон нефтегазонакопления. — М.: Недра, 1975.
4. Григорьянц Б.В. Роль глинистых толщ в тектогенезе. Геотектоника. 1992. № 6. С. 99—110.
5. Григорьянц Б.В., Гаджиев Я.А., Мустафеев М.Г. и др. Структур-

ная позиция нефтегазоносности формационных комплексов Южного Мангышлака. Геология нефти и газа. 1990. № 3. С. 13—16.

6. Григорьянц Б.В., Мурадян В.М., Гусейнов Г.А. Роль разрывных нарушений в локализации залежей нефти и газа в отложениях мезозоя на Юго-Восточном Кавказе. Геология нефти и газа. 1966. № 7. С. 44—50.
7. Красовский А.М., Усанов Г.М., Папава Д.Ю. и др. Строение и нефтегазоносность поднадвиговых зон Восточной Грузии. Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон. — М.: Наука, 1990.
8. Кучерук Е.В., Клещев А.А., Корсунь В.В., Хобот М.Р. Поиски нефти и газа в зонах надвигов. — Сер. Нефтегазовая геология и геофизика. М.: ВНИИОЭНГ, 1982.
9. Хаин В.Е., Шарданов А.Н. Прикаспийско-Кубинская область. Геология Азербайджана. Т. IV — Месторождения нефти и газа. Баку. Изд. АН АзССР. 1954. С. 249—301.
10. Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев Ад.А. и др. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку: Элм, 1980.
11. Narimanov A.A., Palaz Ibrahim Oil History, Potential Converge In Azerbaijan. Oil&Gas Journal, 1995. Vol. 93. № 21. P. 32—39.

## Рудные и нерудные месторождения

УДК 553.061:553.491.8

© А.П.Лихачев, 1997

### Трапповый магматизм и платино-медно-никелевое рудообразование в Норильском районе

А.П.ЛИХАЧЕВ (ЦНИГРИ)

Уникальные по рудоносности магматические образования Норильского района — наиболее сложная часть обширного пермо-триасового траппового магматизма Сибирской платформы (рис. 1). Они исследуются на протяжении многих десятилетий, но до сих пор остаются во многом непознанными.

В последние годы по Норильскому району получен большой объем новых фактических данных о составе и строении проявленных здесь эффузивных и интрузивных пород и связанных с ними Pt-Cu-Ni месторождений. Значительную часть их составляют результаты прецизионных анализов пород и руд, выполненных в лабораториях Канады и США и опубликованных в многочисленных журнальных статьях и специальном томе трудов симпозиума Садбери — Норильск [32]. В этих публикациях полученные и известные ранее данные интерпретируются на основе общемировых достижений в области геохимии магматических пород и связанных с ними руд с использованием моделей, разработанных для других районов мира. При этом сделаны следующие принципиальные выводы.

1. Источником основной массы магм являлась литосфера [26] или астеносфера [33, 35] мантии, подвергшиеся плавлению под воздействием термического плюма [16].

2. Образовавшиеся в мантии магматические расплавы имели пикритовый состав ( $\text{MgO}$  20—25 %) [16].

3. Различный состав магматических образований района связан с кристаллизационно-гравитационной дифференциацией первичной пикритовой и производной от нее толеитовой магм в промежуточных очагах, находящихся в пределах земной коры, и с контаминацией магм коровым материалом [23, 25, 26].

4. Рудное вещество норильских месторождений образовалось вследствие экстракции и отсадки руд-

ных компонентов в промежуточной камере из обычной толеитовой магмы растворенными в ней и (с понижением температуры) ликвидирующимися сульфидами [31].

Перечисленные выводы касаются фундаментальных проблем магматизма и рудообразования, которые не исчерпываются достигнутыми результатами и потому нуждаются в дальнейших исследованиях и обсуждениях [9, 18].

Для понимания вопросов образования магм важными являются следующие данные.

1. Толеитовые магмы ( $\text{MgO} < 10\%$ ) траппов Сибирской платформы при кристаллизационной дифференциации в качестве кумулятивной фазы образуют железистый оливин ( $\text{Fo}_{75-50}$ ). Например, в одной из наиболее мощных (700 м) дифференцированных габбро-долеритовых интрузий платформы — Эрбей-эксской в бассейне р. Вилюй — состав кумулятивного оливина изменяется от  $\text{Fo}_{64}$  до  $\text{Fo}_{51}$  [7]. На основании этого делается вывод о том, что мафические магмы Норильского района не могли продуцировать оливин пикритовых базальтов, как и пикритовых габбро-долеритов рудоносных интрузий.

2. Более магнезиальные оливины пикритовых базальтов и пикритовых габбро-долеритов рудоносных интрузий ( $\text{Fo}_{82-75}$ ) неравновесны с ассоциирующими минералами. Они вместе с хромитом проявляют признаки не кумулятивных, а реститовых фаз. Оливин пикритовых базальтов характеризуется наиболее высокими содержаниями магния и никеля (рис. 2). Его зерна находятся в мафической (толеитовой) матрице в виде неравновесных фенокристов. Оливин пикритовых габбро-долеритов рудоносных интрузий, характеризуясь более низкими содержаниями магния и никеля, чем оливин пикритовых базальтов, проявляет признаки неравновесности как с силикатными, так и с сульфидными минералами.

Неравновесие с окружающими силикатами выра-



жено в несбалансированном распределении никеля между оливином и сосуществующим клинопироксеном (авгитом) (рис. 3). Подобная несбалансированность устанавливается и в соотношении оливина с ассоциирующими сульфидами. Как видно на диаграмме (см. рис. 2), состав оливина рудоносных интрузий изменяется в той же тенденции неравновесности с сульфидами, что и состав большинства оливинов мафических и ультрамафических пород — содержание никеля в оливине увеличивается с повышением его магнезиальности. Причем оливин норильских рудоносных интрузий отличается более крутым повышением содержания никеля с увеличением магнезиальности. Как установлено Флитом и др. [20, 21], при кристаллизации оливина в присутствии сульфидов и наличии между ними равновесия тенденция в распределении никеля должна быть

противоположной: с увеличением железистости оливина содержание никеля в нем повышается (см. рис. 2). Наблюдаемое неравновесие в соотношении сульфид—силикат связано с тем, что оливин кристаллизовался в отсутствии сульфидов. Исходя из этого факта Флит и др. [20, 21] сделали следующий вывод: несмешиваемая сульфидная жидкость не может быть нормальным продуктом процессов, происходящих в верхней мантии.

Майсен и Беттчер [13] установили, что кумулятивный оливин обогащен магнием, но обеднен хромом, а реститовый богат и тем, и другим. Оливины пикритовых пород района, при отмеченных неравновесных отношениях с окружающими минералами, характеризуются признаками реститовой фазы: обогащены магнием и хромом, находясь в ассоциации с зернами хромита.

3. Принципиально важны для понимания обсуждаемых проблем фрагменты глубинной породы, рассматриваемой в качестве реликтов исходного мантийного вещества (рис. 4).

Фрагменты обнаружены в керне буровых скважин Талнахского рудного поля (см. рис. 1, а и 4, а), в горизонте пикритового базальта в виде сравнительно крупнокристаллических округлых обособлений размером до 3 см. Исследованиями в прозрачных шлифах под микроскопом установлено, что они состоят из оливина ( $\approx 40\%$ ), клинопироксена ( $\approx 25\%$ ), плагиоклаза ( $\approx 20\%$ ), рудного вещества ( $\approx 1,5\%$ ) и вторичных минералов.

Оливин образует округлые и неправильной формы зерна размером 0,1—3 мм (см. рис. 4, б). Судя по оптическим данным, по составу он аналогичен оливину пикритовых базальтов и хондритов [14]. Клинопироксен представлен вытянутыми по оси С сдвойникованными идиоморфными кристаллами и изометрическими зернами с неровными краями. Размер идиоморфных кристаллов по удлиненной оси 3 мм, остальных разновидностей в поперечнике от 0,1 мм и менее до 1,5 мм. Плагиоклаз проявлен в виде крупных (до 2 мм и более) широких незональных кристаллов, занимающих межзерновые пространства оливина и клинопироксена. Выделения плагиоклаза в одних случаях имеют форму выполняемого межзернового пространства, в других — образуют крупные идиоморфные кристаллы, составляющие матрицу породы, в которую включены все другие минералы (см. рис. 4, б). Отсутствие зональности в кристаллах плагиоклаза, возможно, один из главных признаков принадлежности породы к глубинному мантийному веществу. Рудное вещество присутствует в виде многочисленных различных по размеру и форме выделений, приуроченных к межзерновым участкам породы, и в форме тонких включений в силикатных минералах.

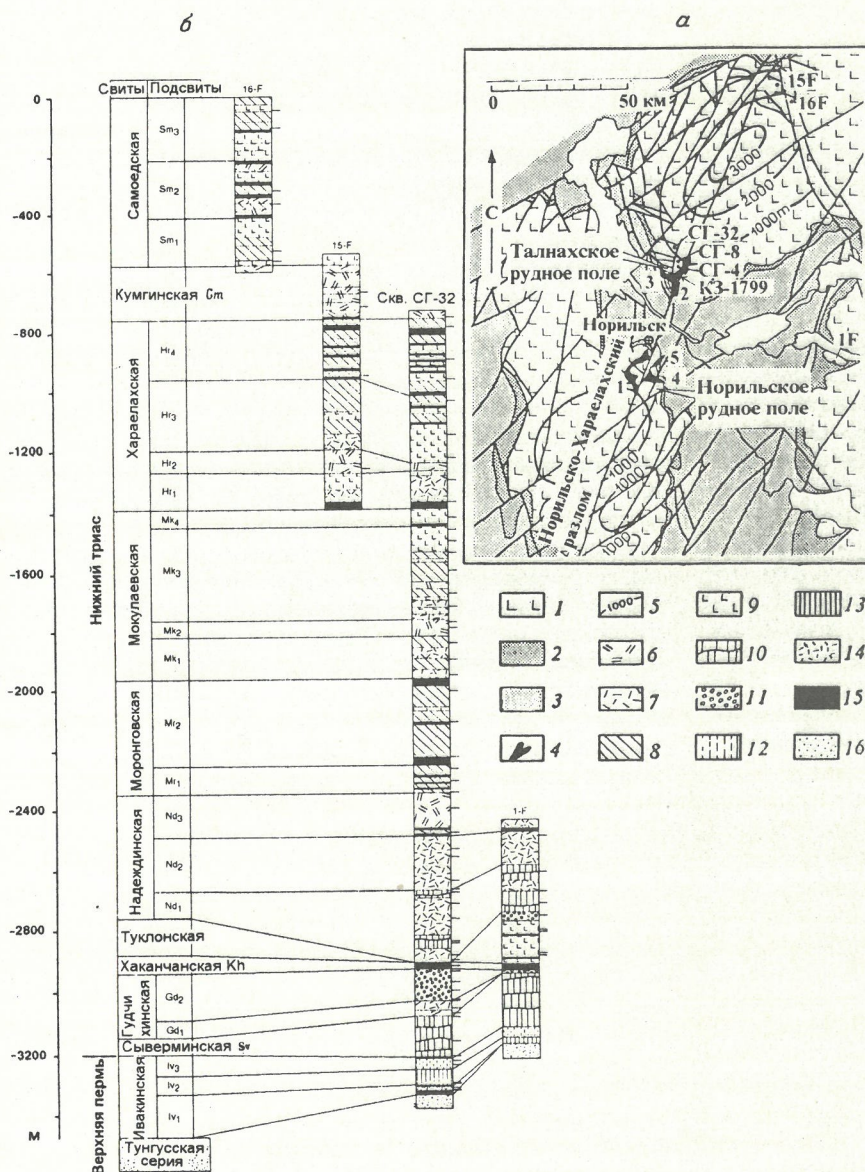


Рис. 1. Геологическая схема (а) и стратиграфическая колонка (б) [35] Норильского района:

1 — платобазальты; 2 — осадочные породы тунгусской серии,  $C_2-P_2$ ; 3 — осадочные породы верхнего протерозоя—нижнего карбона; 4 — рудоносные интрузии (1 — Норильск-I, 2 — Талнахская, 3 — Хараелахская, 4 — Черногорская, 5 — Норильск-II); 5 — изопакиты базальтов, м; базальты: 6 — гломеропорфиновые, 7 — порфириновые, 8 — афировые, 9 — пойкилитовые, 10 — толеитовые, 11 — пикритовые и пикритоподобные, 12 — субщелочные андезитовые, 13 — субщелочные Ti-авгитовые; 14 — трахибазальты; 15 — туфы; 16 — осадочные терригенные породы



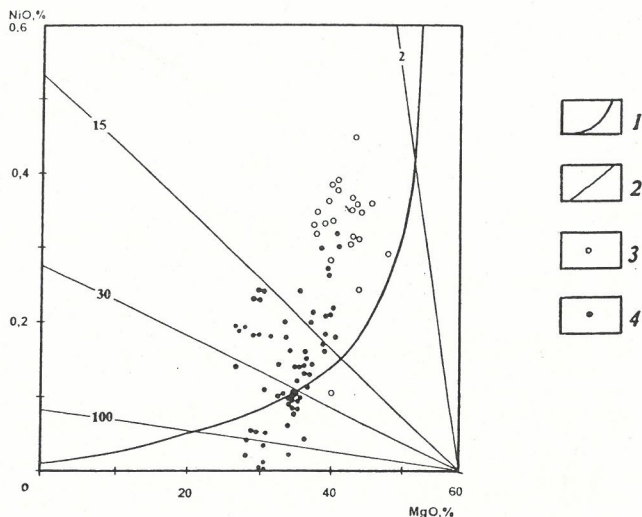


Рис. 2. Соотношения содержаний никеля и магния в оливинах:

1 — изменение состава природных оливинов основных и ультраосновных пород [21]; 2 — изменение содержания никеля в оливине, кристаллизующимся в ассоциации с несмешиваемой сульфидной жидкостью с 10 % NiS для отношений оливин:сульфид ( $K_D3$ ), равных 2, 15, 30 и 100 [21]; 3 — состав оливина пикритовых базальтов сибирских траптов [15]; 4 — состав оливина пород разреза Хараелахской интрузии, скв. КЗ-1821

В межзерновых пространствах наблюдаются заливообразные участки, сложенные скрытокристаллической хлоритоподобной массой светло-зеленого цвета (см. рис. 4, а). Морфология и состав участков позволяют допускать, что первоначально они представляли собой силикатный расплав — стекло с признаками образования его за счет подплавления (частичного плавления) породообразующих минералов. Подплавливаются в основном плагиоклаз и пироксен. Зерна оливина проявляют признаки того, что они плавятся не напрямую, а предварительно претерпевают изменения, замещаются минералом, плеохроирующим в слабых коричневых тонах, возможно, амфиболом.

Среди других до конца неопознанных минералов встречаются мелкие зерна типа граната, находящиеся в плагиоклазе (см. рис. 4, з) и в стекле, а также выделения, напоминающие шпинель.

Рассматриваемые глубинные образцы заслуживают более детального специального исследования как ранее неизвестные образования. Сейчас же можно предположить, что это, возможно, то вещество, при плавлении которого зарождались расплавы, соответствующие по составу мафическим базальтам Норильского района, а реститовый оливин этого вещества участвовал в формировании пикритовых базальтов.

Наличие плагиоклаза в обнаруженных фрагментах свидетельствует о глубине их нахождения не более 60 км (20 кбар). Однако при этом остается проблемным вопрос размещения недеплементированного, по существу первичного (хондритового), вещества на столь незначительных

глубинах. Возможно, это связано с его подъемом из астеносферной мантии, сопровождавшимся фазовыми превращениями.

4. В такситовом и пикритовом горизонтах рудоносных интрузий довольно часто отмечаются небольшие (обычно менее 10 мм) мелкозернистые (десятые и сотые доли миллиметра) «гранулированные» участки пикритового (пироксен-плагиоклаз-оливинового и плагиоклаз-оливинового) составов, неравновесные с окружающим веществом (рис. 5). В некоторых из этих участков присутствуют стеклообразные выделения, замещенные хлоритоподобной массой. Они аналогичны описанным образованиям стекла во фрагментах глубинной породы. Структура участков соответствует структуре некоторых быстро застывших потоков эффузивных лав. По данным микрозондовых анализов, полученным С.М.Служеникиным, состав оливина «гранулированных» участков интрузии Норильск-I изменяется от  $Fe_{78}$  до  $Fe_{82}$ .

В литературе «гранулированные» участки интерпретируются по-разному: как продукты перекристаллизации и распада более ранних крупных зерен оливина под воздействием флюидов [6] и в качестве ороговикованных ксенолитов [15]. А по термобарометрическим данным оливин этих выделений определяется как наиболее ранняя высокотемпературная фаза [1, 2].

В разряд «гранулированных» могут попадать образования различного происхождения. В данном случае имеются в виду те из них, которые характеризуются относительно постоянным (пикритовым) составом, независимо от вмещающей породы, и проявляют признаки быстрой кристаллизации пикритового расплава. На основании этого данные участки рассматриваются нами как закаленные фрагменты высокотемпературного расплава, возможно, принадлежащего термическому плюму.

5. Исходя из известных экспериментальных данных о растворимости серы в силикатных расплавах, магмы мафит-ультрамафитового состава можно подразделить на три типа: ненасыщенные, насыщенные и перенасыщенные серой (сульфидами) (рис. 6). Ненасыщенные магмы при кристаллизации не достигают кривой насыщения серой, вследствие чего образуют породы с редкими выделениями экссоллюцион-

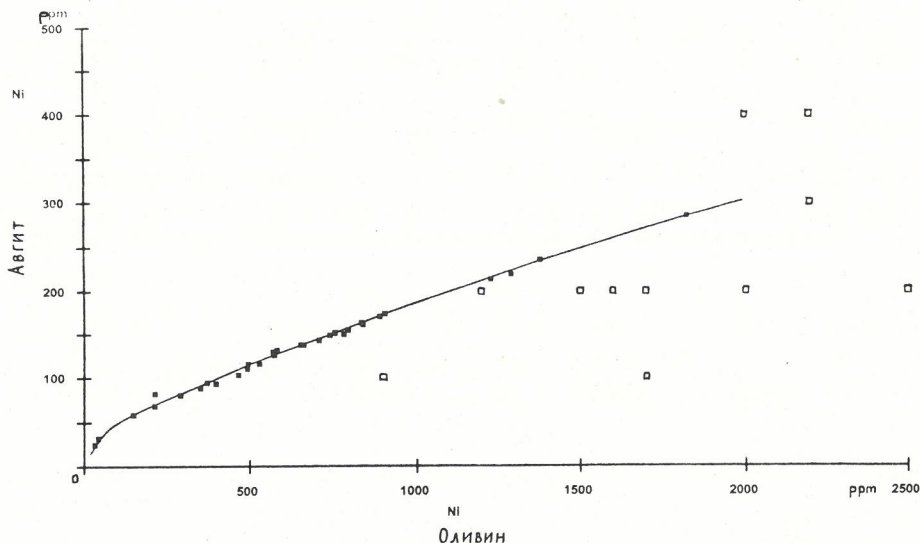
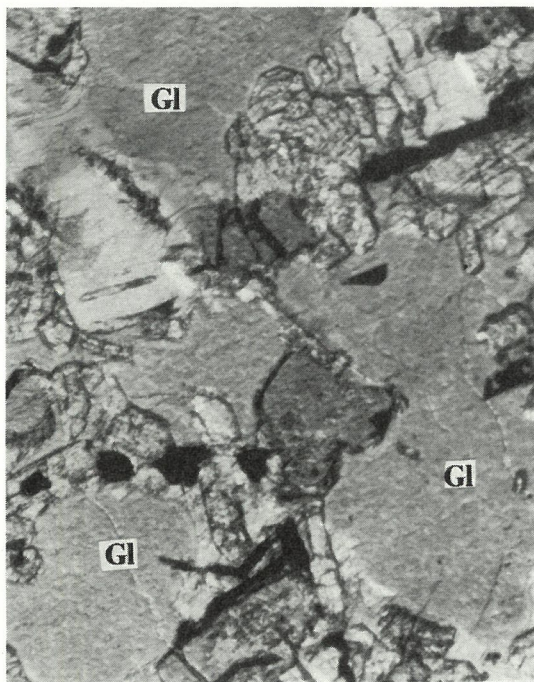


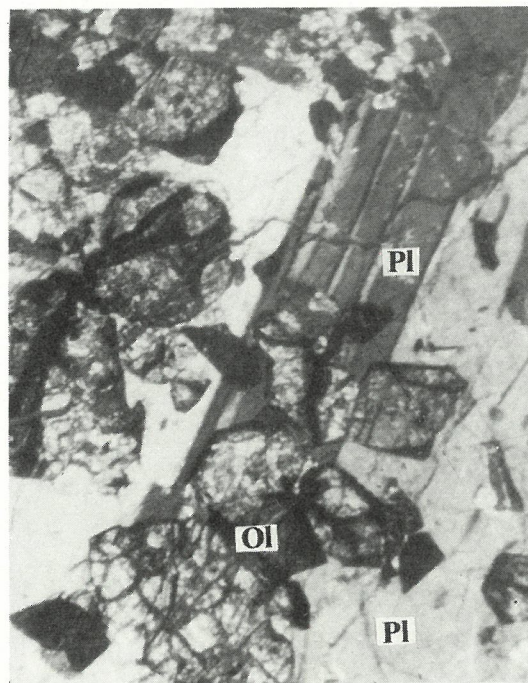
Рис. 3. Содержание никеля в сосуществующих зернах клинопироксена (авгита) и оливина в интрузиях Париккала (черные квадраты) — равновесные соотношения [22] и Талнахская (светлые квадраты) — неравновесные соотношения [5]



а



б



в

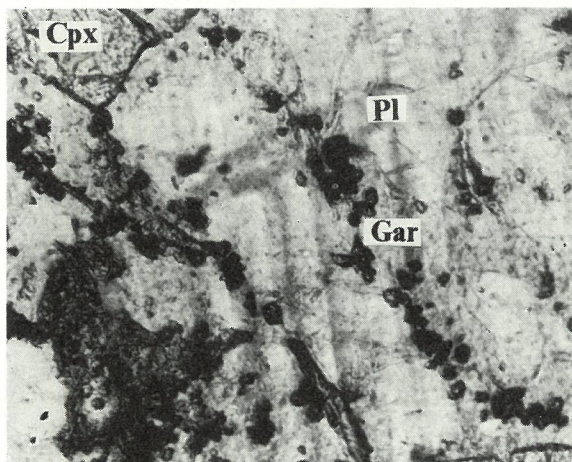


Рис. 4. Состав и структура фрагментов глубинной породы в пикритовом базальте Талнахского рудного поля:

а — скв. СГ-4, глубина 865,4 м, ув. 32; б — скв. СГ-8, глубина 737 м, ув. 32; в — скв. СГ-4, глубина 865,4 м, ув. 125; Ol — оливин, Cpx — клинопироксен, Pl — плагиоклаз, Gar — гранат, Gl — стекло

ных сульфидов. Они не способны к какому-либо скоплению сульфидного вещества. Насыщенные магмы эволюционируют в соответствии с кривой насыщения серой, образуя в итоге магматические породы со сравнительно бедной ликвационной вкрапленностью сульфидов. Существенных скоплений сульфидных масс эти магмы не образуют из-за одновременной с ликвацией кристаллизации и отсадки породообразующих минералов, захоранивающих частицы выделенных сульфидов, как показано в работе [29]. Перенасыщенные магмы находятся выше предела насыщения серой и содержат нерастворимую (сегрегационную) фракцию в виде сульфидного расплава, состояние (степень диспергированности) которого контролируется температурой [18]. Именно за счет этих сегрегационных выделений, способных к перемещению и объединению (слиянию), формируются сплошные залежи сульфидных платино-медно-никелевых руд.

Все проявленные в Норильском районе эффузивные и интрузивные образования мафического состава [3] сформированы ненасыщенными серой толеитовыми магмами. Поэтому руды норильских место-

рождений не могли быть производными толеитовой магмы, как и продуктами ассимиляции толеитовой магмой вещества коры.

Проявления ассимиляционных процессов достаточно надежно распознаются по составу как самих сульфидов, так и несущей их магматической массы. Например, в интрузии Катахдин, где однозначно имела место ассимиляция серы вмещающих пород, массивные сульфиды содержат 0,2 % Ni, 0,1 % Cu и 0,17% Co, а оливин пород интрузива характеризуется весьма низким содержанием никеля [29].

6. Известные в районе относительно бедные рудными компонентами и хромом базальты надеждинской свиты и интрузии нижнеталнахского—нижненорильского типа [3] рассматриваются нами как продукт плавления бедной никелем и хромом преимущественно пироксеновой составляющей исходного мантийного вещества.

7. Наблюдаемые неравновесные отношения сульфидной и силикатной составляющих в норильских рудоносных интрузиях свидетельствуют о различии их источников. Предполагается, что сульфиды равновесны с материалом «гранулированных» участков,



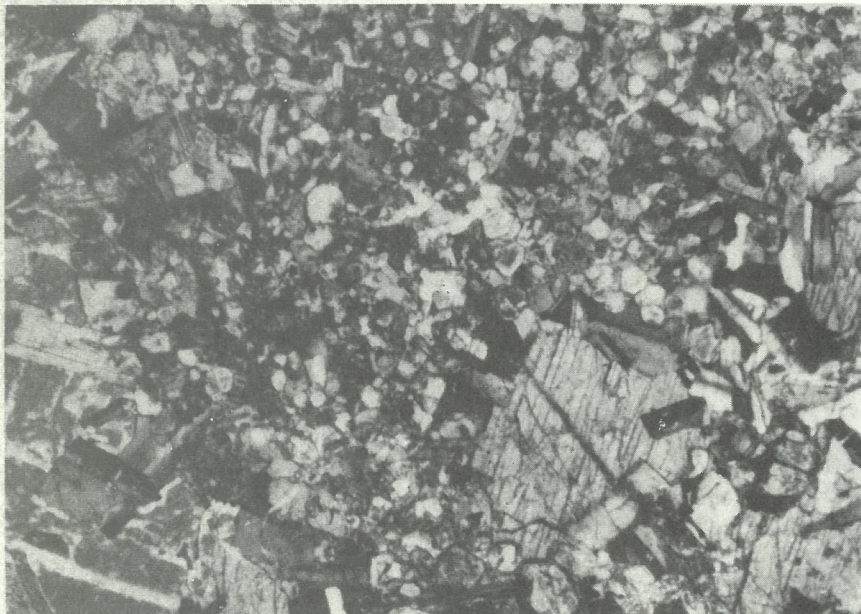


Рис. 5. Мелкозернистый «гранулированный» участок в пикритовом горизонте Харае-лахской интрузии, скв. КЗ-816 кл., глубина 843,4 м, ув. 32

принимаемых нами за вещество термического плюма, несущее диспергированную сульфидную жидкость. Следовательно, источником руд норильских месторождений может быть перенасыщенный серой первичный расплав термического плюма.

8. Платино-медно-никелевые месторождения Норильского района различаются по количеству и со-

ставу рудного вещества (табл. 1, 2). Имея неравновесные отношения с силикатами, сульфиды месторождений проявляют внутреннюю несбалансированность в межфазном распределении рудных компонентов [10, 11, 17]. Причины неоднородности рудного вещества и его внешней и внутренней неравновесности связываются с различными источниками рудных компонентов. Последнее подтверждается также полученными нами данными об изотопном составе железа, указывающими на значительные различия между сульфидным и силикатным веществом интрузий и между сульфидами месторождений [12].

**Источники и механизмы образования безрудных магм.** Как известно, в Норильском районе доминируют толеитовые базальты и комагматичные им интрузии долеритов, составляющие 94,6 % [3, 4]. Остальная часть магматических образований приходится на щелочные и субщелочные мафические (4,4 %), пикритовые и

пикритоподобные (0,9 %) породы, рудоносные интрузии габбро-долеритов и интрузии гранофиов. Общий разрез лавовой толщи приведен на рис. 1, б, химический состав пород — в табл. 3.

По геохимическим и изотопным данным магматические проявления района и связанные с ними платино-медно-никелевые руды относятся к мантийным образованиям [34]. По сравнению с модельной примитивной мантией магматические проявления обогащены салическими компонентами, а также редкоземельными и другими некогерентными элементами, т.е. представляют собой преимущественно легкоплавкую часть исходного мантийного вещества, соответствующую по составу промежуток от пикритовых до щелочных мафических пород (рис. 7).

При этом остается нерешенным принципиальный вопрос, как сформировались наблюдаемые разновидности магматических пород. За счет кристаллизационной дифференциации выплавляемой в мантии пикритовой магмы и подъема к земной поверхности различных по составу, в основном мафических, магм, как принято в упомянутых работах [6, 23, 25, 26, 31], или в результате последовательного частичного плавления мантийного вещества в условиях повышения температуры и соответствующего изменения состава зарождающихся магм в направлении от легкоплавких к тугоплавким продуктам [9, 18]? Рассмотрим каждый из этих вариантов.

Прямые признаки, свидетельствующие о формировании магматических образований района за счет дифференциации пикритовой магмы, отсутствуют. В Норильском районе неизвестны кумулятивные части предполагаемой дифференциации исходной магмы, которая только по оливину должна составлять не

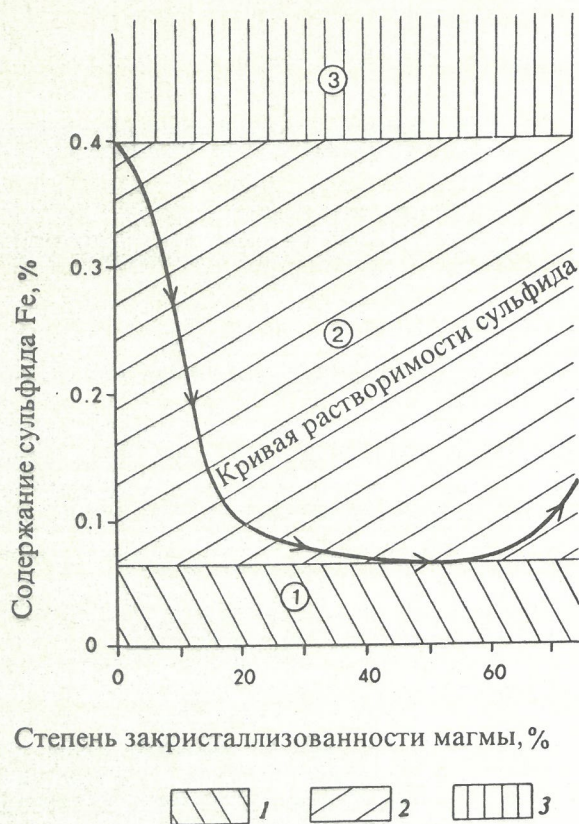


Рис. 6. Диаграмма насыщения серой (сульфидом железа) мафит-ультрамафических расплавов [30]:

поля магм: 1 — ненасыщенных, 2 — насыщенных, 3 — перенасыщенных

1. Состав сульфидного вещества Хараелахской и Талнахской интрузий

| Интрузии     | Ni, % | Cu, % | Co, % | Pt, г/т | Pd, г/т | Rh, г/т | Au, г/т |
|--------------|-------|-------|-------|---------|---------|---------|---------|
| Хараелахская | 3,7   | 7,6   | 0,16  | 3,7     | 15,1    | 0,22    | 0,9     |
| Талнахская   | 5,0   | 8,3   | 0,185 | 8,32    | 27,2    | 0,16    | 1,53    |



### 3. Химический состав пород разреза эффузивной толщи (1) и Талнахского интрузива (2)

| Св. СГ-32              | Св. КЗ-1799 | SiO <sub>2</sub> |      | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |      | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |      | FeO  |       | MgO  |      | CaO  |      | Na <sub>2</sub> O |      | K <sub>2</sub> O |      | TiO <sub>2</sub> |      | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |      | MnO  |      | П.л. 925 °С |      | H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> , % |      | H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> , % |      |
|------------------------|-------------|------------------|------|--------------------------------|------|--------------------------------|------|------|-------|------|------|------|------|-------------------|------|------------------|------|------------------|------|-------------------------------|------|------|------|-------------|------|-----------------------------------|------|-----------------------------------|------|
|                        |             | 1                | 2    | 1                              | 2    | 1                              | 2    | 1    | 2     | 1    | 2    | 1    | 2    | 1                 | 2    | 1                | 2    | 1                | 2    | 1                             | 2    | 1    | 2    | 1           | 2    | 1                                 | 2    | 1                                 | 2    |
| 2624,6 I <sub>v1</sub> | 1182,9 Гл   | 44,6             | 53,3 | 14,1                           | 11,7 | 3,27                           | 7,64 | 8,55 | 7,6   | 2,35 | 3,81 | 8,93 | 6,84 | 3,22              | 4,14 | 2,07             | 3,46 | 1,91             | 1,19 | 0,51                          | 0,23 | 0,22 | 0,22 | 3,85        | 0,89 | 2,50                              | 1,0  | 0,76                              | 0,22 |
| 2597,1 I <sub>v2</sub> | 1205,2 Гл   | 49,4             | 55,4 | 13,8                           | 11,5 | 4,98                           | 7,16 | 6,36 | 6,59  | 1,35 | 3,61 | 7,47 | 6,57 | 3,2               | 5,96 | 0,25             | 2,42 | 1,27             | 0,83 | 0,49                          | 0,21 | 0,18 | 0,18 | 3,91        | 1,32 | 1,45                              | 0,97 | 2,62                              | 0,44 |
| 2543,9 I <sub>v3</sub> | 1214,8 Гл   | 51,2             | 46,1 | 13,4                           | 11,9 | 4,45                           | 3,9  | 7,81 | 14,65 | 2,73 | 4,2  | 4,72 | 8,96 | 3,2               | 5,96 | 0,25             | 2,42 | 1,27             | 0,83 | 0,49                          | 0,21 | 0,18 | 0,18 | 2,84        | 1,32 | 1,45                              | 0,97 | 2,62                              | 0,44 |
| 2243,9 I <sub>v3</sub> | 1224,9 Гл   | 51,2             | 43,9 | 14,1                           | 12,1 | 1,95                           | 8,39 | 8,36 | 7,81  | 4,96 | 4,2  | 4,72 | 8,96 | 3,2               | 5,96 | 0,25             | 2,42 | 1,27             | 0,83 | 0,49                          | 0,21 | 0,18 | 0,18 | 3,07        | 1,26 | 2,08                              | 1,52 | 1,09                              | 0,35 |
| 2515,4 Sv              | 1233,6 Гл   | 50,3             | 49,5 | 14,9                           | 14   | 3,31                           | 8,42 | 4,7  | 8,34  | 5,69 | 6,44 | 9,68 | 11,5 | 2,72              | 2,49 | 0,73             | 0,66 | 1,72             | 1,12 | 0,24                          | 0,13 | 0,14 | 0,27 | 3,41        | 1,45 | 1,40                              | 1,46 | 2,32                              | 0,35 |
| 2464,8 Sv              | 1249,8 Гл   | 50,7             | 49,3 | 14,8                           | 15,1 | 1,76                           | 4,06 | 7,07 | 7,04  | 6,08 | 6,44 | 9,39 | 12,7 | 3,33              | 2,38 | 0,44             | 0,64 | 1,58             | 1,17 | 0,22                          | 0,14 | 0,15 | 0,22 | 3,59        | 1,24 | 2,92                              | 1,02 | 0,9                               | 0,35 |
| 2386,2 Sv              | 1263,2 Гл   | 47,0             | 49,2 | 14,6                           | 14,6 | 4,17                           | 4,1  | 6,36 | 6,74  | 7,04 | 5,95 | 9,39 | 12,7 | 3,33              | 2,38 | 0,44             | 0,64 | 2,03             | 1,1  | 0,3                           | 0,12 | 0,13 | 0,20 | 4,14        | 1,36 | 2,43                              | 1,06 | 0,81                              | 0,41 |
| 2375,2 Gd <sub>1</sub> | —           | 47,8             | —    | 17,3                           | —    | 2,94                           | —    | 5,3  | —     | 6,38 | —    | 9,52 | —    | 3,28              | —    | 1,32             | —    | 1,38             | —    | 0,16                          | —    | 0,19 | —    | 3,11        | —    | 2,43                              | 0,45 | —                                 | —    |
| 2357,5 Gd <sub>1</sub> | 1275,0 Гл   | 48,2             | 48,9 | 13,3                           | 16,4 | 2,89                           | 2,7  | 7,88 | 6,92  | 6,71 | 6,58 | 7,43 | 12,8 | 3,57              | 2,21 | 0,81             | 0,54 | 2,25             | 0,96 | 0,21                          | 0,11 | 0,16 | 0,19 | 3,50        | 0,97 | 2,43                              | 0,9  | 0,81                              | 0,29 |
| 2328 Gd <sub>2</sub>   | —           | 43,6             | —    | 9,34                           | —    | 3,2                            | —    | 8,24 | —     | 15,9 | —    | 7,33 | —    | 1,0               | —    | 0,05             | —    | 1,35             | —    | 0,11                          | —    | 0,21 | —    | 6,50        | —    | 4,5                               | —    | —                                 | —    |
| 2245,5 Gd <sub>1</sub> | 1325,5 Гл   | 46,1             | 39,3 | 8,03                           | 6,66 | 0,98                           | 5,79 | 8,26 | 9,8   | 24,4 | 16,8 | 7,33 | 4,85 | 1,98              | 0,8  | 0,08             | 0,46 | 1,32             | 0,46 | 0,11                          | 0,07 | 0,21 | 0,21 | 6,79        | 5,4  | 3,87                              | 5,32 | 2,7                               | 0,36 |
| 2226,7 Hk              | —           | 46,1             | —    | 13,2                           | —    | 2,4                            | —    | 6,47 | —     | 7,02 | —    | 9,05 | —    | 1,98              | —    | 0,08             | —    | 0,79             | —    | 0,11                          | —    | 0,18 | —    | 1,10        | —    | 4,26                              | —    | —                                 | —    |
| 2149,8 Nd <sub>1</sub> | —           | 51,5             | —    | 15,1                           | —    | 2,4                            | —    | 7,16 | —     | 7,16 | —    | 10,5 | —    | 2,66              | —    | 1,11             | —    | 0,94             | —    | 0,12                          | —    | 0,16 | —    | 1,70        | —    | 1,34                              | —    | —                                 | —    |
| 2144,3 Nd <sub>1</sub> | —           | 50,4             | —    | 14,3                           | —    | 1,55                           | —    | 6,62 | —     | 7,3  | —    | 11,2 | —    | 2,12              | —    | 1,93             | —    | 0,86             | —    | 0,11                          | —    | 0,16 | —    | 1,51        | —    | 1,36                              | —    | —                                 | —    |
| 1528 Mr <sub>2</sub>   | —           | 48,4             | —    | 15                             | —    | 3,59                           | —    | 7,04 | —     | 7,19 | —    | 11,4 | —    | 2,02              | —    | 0,35             | —    | 1,21             | —    | 0,15                          | —    | 0,19 | —    | 2,29        | —    | 1,78                              | —    | —                                 | —    |
| 1415 Mr <sub>2</sub>   | —           | 48,2             | —    | 15,2                           | —    | 2,63                           | —    | 7,75 | —     | 7,19 | —    | 10,9 | —    | 2,24              | —    | 0,49             | —    | 1,53             | —    | 0,2                           | —    | 0,20 | —    | 2,36        | —    | 1,96                              | —    | —                                 | —    |
| 87 Hr <sub>4</sub>     | —           | 47,7             | —    | 14,8                           | —    | 4,47                           | —    | 6,9  | —     | 6,55 | —    | 11,1 | —    | 2,32              | —    | 0,24             | —    | 1,51             | —    | 0,2                           | —    | 0,20 | —    | 1,91        | —    | 1,94                              | —    | —                                 | —    |
| 54 Km                  | —           | 48,3             | —    | 15,2                           | —    | 2,76                           | —    | 7,86 | —     | 7,07 | —    | 11,2 | —    | 2,18              | —    | 0,17             | —    | 1,41             | —    | 0,16                          | —    | 0,20 | —    | 2,08        | —    | 1,68                              | —    | —                                 | —    |
| 16F Sm <sub>1</sub>    | —           | 47,9             | —    | 14,7                           | —    | 3,22                           | —    | 7,21 | —     | 7,1  | —    | 10,8 | —    | 2,04              | —    | 0,54             | —    | 1,33             | —    | 0,15                          | —    | 0,19 | —    | 2,83        | —    | 1,68                              | —    | —                                 | —    |
| 16F Sm <sub>3</sub>    | —           | 48,1             | —    | 14,6                           | —    | 0,56                           | —    | 0,48 | —     | 0,61 | —    | 0,6  | —    | 0,54              | —    | 1,71             | —    | 0,94             | —    | 2,7                           | —    | 0,74 | —    | —           | —    | —                                 | —    | —                                 | —    |

Примечание. В последней строке — степень дифференцированности эффузивного разреза по отношению к разрезу Талнахского интрузива, определенная по отношению изменения содержания компонента в разрезе эффузивных пород к изменению содержания в разрезе интрузива. Значения индексов пород эффузивов см. рис. 1; интрузивные породы: Гл — габбро-диорит, Гб — безоливиновый, Гос — оливинсодержащий, Гп — пикритовый габбро-диорит.

### 2. Распределение рудных компонентов по типам руд Хараслахской (вверху) и Талнахской интрузий (внизу), %

| Типы руд               | Ni           | Cu           | Co           | Pt           | Pd           | Rh           | Au           |
|------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Вкрапленные в интрузии | 28,1<br>49,2 | 28,7<br>52,8 | 29,9<br>57,0 | 40,7<br>63,0 | 35,3<br>61,7 | 23,9<br>42,6 | 35,3<br>40,3 |
| Массивные              | 63,8<br>45,4 | 54,2<br>37,5 | 63,5<br>40,3 | 43,3<br>25,1 | 48,4<br>30,0 | 65,9<br>53,2 | 43,7<br>9,0  |
| Экзоконтактные         | 8,1<br>5,4   | 17,1<br>9,7  | 6,6<br>2,7   | 16,0<br>11,9 | 16,3<br>8,3  | 10,2<br>4,2  | 21,0<br>50,7 |

менее 50 % объема проявленных в регионе магматических продуктов и сформировать под Сибирской платформой заметный в геофизических полях ультрабазитовый слой мощностью около 2 км или отдельные многокилометровые по объему ультрамафические тела — остатки промежуточных камер в пределах коры.

Для базальтовых толщ прежде всего надо определить, в результате чего магмы ранней стадии магматизма изменялись по составу от трахибазальтов до пикритовых базальтов. С точки зрения кристаллизационной дифференциации их следует воспринимать либо как производные дифференциации мафической магмы, отделившейся в ходе кристаллизации первичного пикритового расплава, либо как самостоятельные (непосредственные) продукты дифференциации пикритовой магмы.

Для выяснения возможности реализации первого случая нами сопоставлен химический состав разрезов нижней базальтовой толщи и Талнахского рудоносного интрузива, дифференцированного от пикритового габбро-диорита внизу до габбро-диорита вверху, по существу, в тех же пределах, что и эффузивные образования района (см. табл. 3). При этом Талнахский интрузив принимается как фактическая модель внутрикамерной дифференциации, отражающая возможности кристаллизационного фракционирования мафических магм (пересчет данных табл. 3 на сухое вещество не изменяет позиций сравниваемых разрезов). Допуская, что подобная дифференциация магм могла происходить и в глубинных, в т.ч. промежуточных, камерах с образованием аналогичных дифференциатов, отменно поступающих на земную поверхность, мы перевернули разрез базальтовой толщи: вывели пикритовый базальт на уровень пикритового габбро-диорита интрузии, а наиболее ранние продукты магматизма (щелочные базальты) — на уровень верха интрузива (см. табл. 3).

Как видно, по преобладающему числу компонентов интрузия дифференцируется в более широких пределах, чем базальтовый разрез (см. табл. 3). Исключение составляют данные по P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, K<sub>2</sub>O, Cs, Rb, La, As, Sb и Se, имеющие больший разброс в базальтовой серии, а такие элементы, как Ce, Nd, Zr, U и Th характеризуются близкими пределами изменения (степенью дифференциации). Если взять крайние продукты предполагаемой дифференциации базальтовой магмы — титан-авгитовый базальт (обр. СГ-32/2624,6) и пикритовый базальт (обр. СГ-32/2245,5, см. табл. 3, рис. 8), то между ними практически отсутствуют различия по таким ведущим компонентам, как SiO<sub>2</sub> (44,6 и 44,6 % соответственно), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (3,27 и 3,5 %), FeO (8,55 и 8,26 %). Умеренная дифференциация проявляется для CaO (8,93 и 7,33 %) и более существенна для Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14,1 и 8,3 %), MgO (3,81 и 16,8 %), Na<sub>2</sub>O



(3,22 и 1 %),  $\text{TiO}_2$  (3,46 и 1,32 %),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (1,13 и 0,11 %) и  $\text{MnO}$  (0,23 и 0,18 %). Наибольшее различие проявлено в содержаниях  $\text{K}_2\text{O}$  (2,2 и 0,08 %).

В ходе дифференциации магматического вещества в интрузии существенно изменяются не только содержания компонентов, но и отношения элементов-примесей, такие как  $\text{La/Ta}$ ,  $\text{Th/Ta}$ ,  $\text{Ta/Yb}$ ,  $\text{Ba/Yb}$ ,

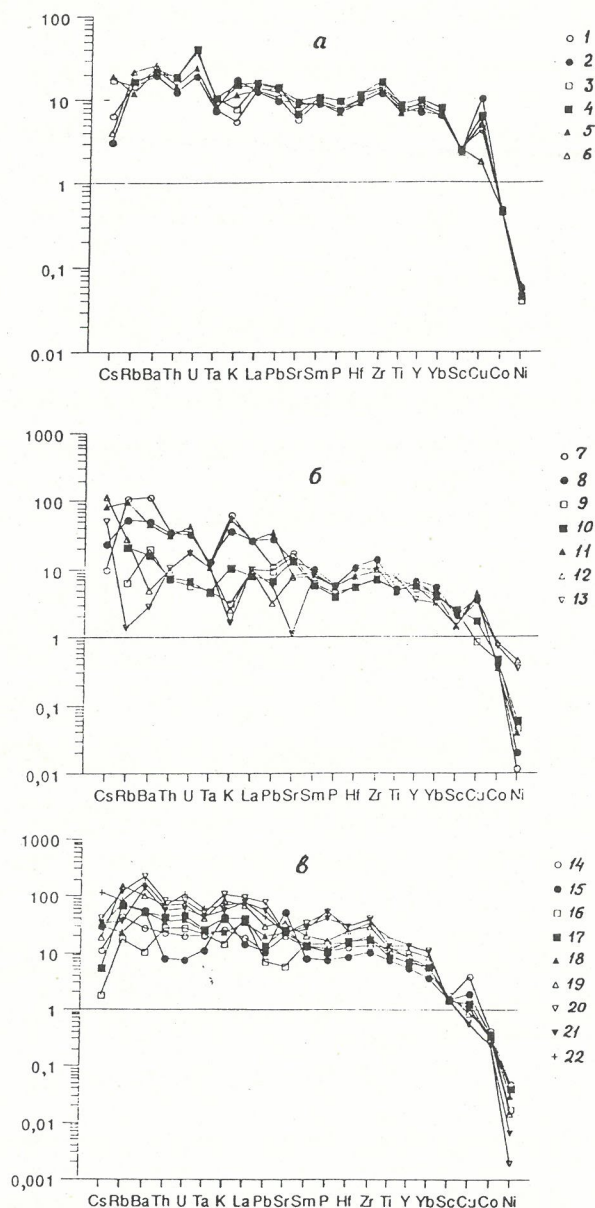


Рис. 7. Содержания элементов-примесей в породах лавовой толщи Норильского района, нормализованные по отношению к примитивной мантии [24], данные Шемански, 1992:

лавы поздней фазы (а): 1 — нижнесамоедская подсвита, обн. 16F; 2 — верхнесамоедская подсвита, обн. 1F; 3 — кумгинская свита, скв. СГ-32, глубина 54 м; 4 — верхнехараелахская подсвита, скв. СГ-32, глубина 87 м; 5 — верхнеморонговская подсвита, скв. СГ-32, глубина 1415 м; 6 — то же, глубина 1528 м; лавы средней и ранней фаз (б): 7 — нижнеадеждинская подсвита, скв. СГ-32, глубина 2144,3 м; 8 — то же, глубина 2149,8 м; 9 — туклонская свита, толеитовый базальт, обн. 1F; 10 — туклонская свита, пикритовый базальт, обн. 1F; 11 — хаканчанская свита, скв. СГ-32, глубина 2226,7 м; 12 — верхнегудчихинская подсвита, скв. СГ-32, глубина 2245,5 м; 13 — то же, глубина 2328 м; лавы ранней фазы (в): 14 — нижнегудчихинская подсвита, скв. СГ-32, глубина 2357,5 м; 15 — то же, глубина 2375,2 м; 16 — сыверминская свита, скв. СГ-32, глубина 2386,2 м; 17 — то же, глубина 2464,8 м; 18—19 — верхнеивакинская подсвита, скв. СГ-32, глубина 2515,4 м и 2533,7 м; 20 — то же, глубина 2543,9 м; 21 — среднеивакинская подсвита, скв. СГ-32, глубина 2597,1 м; 22 — нижнеивакинская подсвита, скв. СГ-32, глубина 2624,6 м

$\text{Ba/La}$ . Это сопоставимо с экспериментальными данными Майсена [27], свидетельствующими о значительных изменениях содержаний и отношений редкоземельных и других некогерентных элементов при фракционном плавлении веществ. Следовательно, подобие отношений некогерентных элементов в магматических продуктах не является надежным признаком их генетического родства. Более определенно оно указывает на однотипность источника магм (рис. 9).

Отсутствие различий между крайними членами рассматриваемого эффузивного ряда в содержании  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$  ставит под сомнение возможность принадлежности их к продуктам дифференциации единой магмы, т.к. данные компоненты относятся к главным показателям, по которым устанавливается наличие или отсутствие кристаллизационной дифференциации магм как в варианте Боуэна ( $\text{SiO}_2$ ), так и Феннера ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$ ), проявленной в разрезе Талнахской интрузии (см. рис. 8, б).

Особо сложным представляется образование путем кристаллизационной дифференциации первых потоков ивакинской свиты ( $\text{Iv}_1$ ). В случае дифференциации толеитовой магмы расплавы подобного щелочно-титанистого состава появляются на конечной ступени процесса кристаллизации, когда более 80 % магматического объема превращается в твердое тело. Такое возможно на стадии затухания магматического процесса, но не в его начале при переходе в проявление интенсивного и обширного магматизма, как происходило на рассматриваемой территории. Кроме того, остаточные продукты должны быть обогащены кремнеземом. В первых же потоках ивакинской свиты этого не наблюдается.

Образование магматических продуктов ранней стадии магматизма в результате непосредственной кристаллизационной дифференциации пикритовой магмы связано с еще большими сложностями, чем возникновение их за счет дифференциации толеитовой вторичной магмы. Особо проблематично образование все той же ранней щелочно-титанистой ивакинской свиты ( $\text{Iv}_1$ ). Для формирования магмы подобного состава необходима, как и в первом случае, почти полная кристаллизация магматического резервуара, заполненного первичной пикритовой магмой. Образующийся при этом кумулятивный оливин пикритовой магмы должен иметь форстеритовый состав ( $\text{Fo } 88-95$ ), до сих пор не встреченный в районе. Образование магм в результате кристаллизационной дифференциации магматических расплавов в коровых промежуточных очагах (при активном проявлении магматизма) маловероятно с энергетических позиций.

Внедрение магм в земную кору и излияние их на ее поверхность наиболее осуществимы при высоких температурах и давлениях и низкой вязкости расплавов. Высокая температура обуславливает приращение расплавной фракции и уменьшение ее вязкости, что приводит к повышению давления в системе и соответственно к более активному проявлению магматизма. Кристаллизация магм — признак отмирания системы, последняя стадия ее существования. Она сопровождается повышением вязкости расплава, понижением его температуры, уменьшением объема и давления в магматическом очаге.

Промежуточные очаги, находящиеся в земной коре, вероятнее всего, не свойственны трапповому магматизму, отличающемуся трещинным излиянием магм на обширных территориях. Здесь отсутствуют крупные вулканические постройки, которые, по-ви-



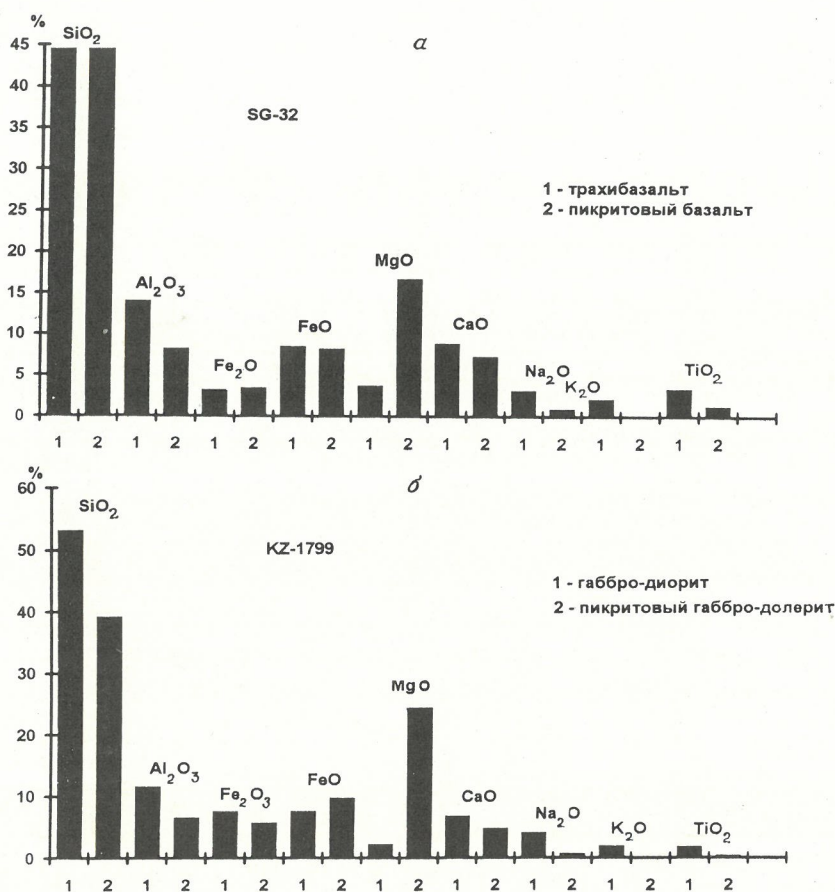


Рис. 8. Сравнение составов крайних дифференциатов разреза базальтов (а) и Талнахского интрузива (б)

димому, являются прямым признаком существования коровых промежуточных очагов, обеспечивающих длительную точечную подачу магм к земной поверхности.

Возможность зарождения магм путем фракционного плавления исходного мантийного вещества рассмотрена на основе экспериментальных данных о частичном плавлении перидотитов [13, 28]. Они показали, что расплавы толеитового состава образуются при плавлении магнезиального образца (MgO 37,22 %) до 25 %, а менее магнезиального (MgO 26,53 %) — до 60 %. Наиболее ранние и относительно низкотемпературные выплавки отличаются невысоким содержанием кремнезема (42—48 %) и повышенным  $\text{TiO}_2$  (1,4 % при исходном 0,25 %) и щелочей ( $\text{K}_2\text{O}$  0,6 % при исходном 0,14 %) [28]. С увеличением степени плавления исходных веществ в выплавляемых продуктах повышается содержание  $\text{SiO}_2$ , проходя через максимум (50—51%) в области образования жидкости толеитового состава (15—45 % плавления исходного вещества).

В экспериментах прослеживается также изменение фазового и химического составов исходных материалов с увеличением степени их плавления. Расплавы толеитового состава (25—60 % плавления исходного вещества) зарождаются при плавлении пироксеновых фаз и граната. При этом оливин и шпинель остаются в твердом состоянии, изменяя состав в сторону повышения содержания магния и хрома, как и остающиеся в твердом состоянии высокотемпературные модификации пироксенов. Присутствующий в наиболее высокотемпературных опытах гра-

нат переходит в расплав раньше, чем пироксены. В целом же получается, что при плавлении мантийных веществ щелочно-титанистые и толеитовые магмы образуются за счет гранат-пироксеновых фаз, в то время как оливин и хромшпинелиды остаются в твердом состоянии в качестве рестита.

Среди продуктов экспериментального плавления получены расплавы, близкие по составу толеитовым базальтам Норильского района, в первую очередь по содержанию  $\text{SiO}_2$  (50,6 % в эксперименте и 50,4 % в толеитовых базальтах надеждинской свиты), MgO (7,4 и 7,16 %, соответственно),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (14,5 и 14,3 %),  $\text{TiO}_2$  (0,6 и 0,86%). Плавление осуществлялось при температуре 1150 °C и давлении 10 кбар в присутствии воды и  $\text{CO}_2$ . Подобные расплавы (с MgO 5,1 %) зарождались и при 20 кбар [13].

Из приведенных примеров и других экспериментальных данных следует, что возникновение умеренно магнезиальной толеитовой магмы с соответствующим умеренным содержанием  $\text{TiO}_2$  принципиально возможно при прямом плавлении исходного мантийного вещества, но при сравнительно низких давлениях, соответствующих условиям верхней части мантии.

Более сложно обстоит дело с образованием ранних высокотитанистых базальтов. Сочетание высоких содержаний  $\text{TiO}_2$  (3,22 %) и  $\text{K}_2\text{O}$  (2,2 %) с относи-

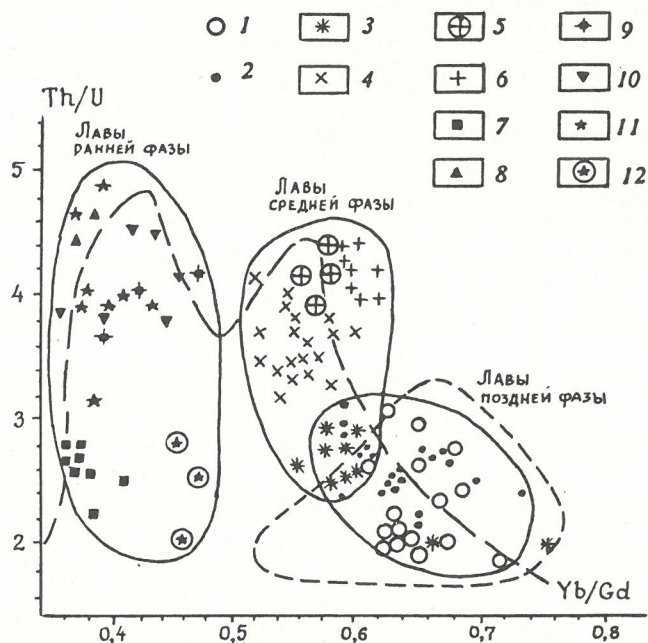


Рис. 9. Изменение состава магм в отношениях Th/U — Yb/Gd в ходе эволюции магматизма в Норильском районе (пунктирная линия) на фоне данных по лавовым потокам — свитам:

1 — хараелакская и кумгинская свиты; 2 — верхнеморонговская подсвита и мокулаевская свита; 3 — верхненадеждинская и нижнеморонговская подсвиты; 4 — нижне- и средненадеждинская подсвиты; 5 — туклонские пикриты; 6 — туклонские толеиты; 7 — верхнегудчихинская подсвита; 8 — среднегудчихинская подсвита; 9 — нижнегудчихинская подсвита; 10 — сыверминская свита; 11 — средне- и верхнеивакинская подсвиты; 12 — нижнеивакинская подсвита



тельно низким  $\text{SiO}_2$  (44,6 %) в базальте нижней части ивакинской свиты соответствует продуктам, полученным в упомянутых экспериментах при плавлении незначительной части (1,3 и 1,7 %) гранатового перидотита в «сухих» условиях (1450 и 1475 °С, давление 20 кбар) [28]. При этом в исходном материале содержалось  $\text{SiO}_2$  43,7 %,  $\text{TiO}_2$  0,25 %,  $\text{K}_2\text{O}$  0,14 %, в продуктах плавления (в расплаве)  $\text{SiO}_2$  43,8 и 44,6 %,  $\text{TiO}_2$  1,4 и 1 %,  $\text{K}_2\text{O}$  0,6 и 0,5 % соответственно (рис. 10). Но содержание магния в расплавах ( $\text{MgO}$  12 и 14,3 %) существенно выше, чем в базальте ивакинской свиты ( $\text{MgO}$  3,81 %).

Иначе говоря, с одной стороны, повышенная магнезиальность ранних выплавов противоречит допущению образования высокотитанистых мафических магм путем прямого плавления исходного мантийного вещества, представленного перидотитом. С другой, как уже показано, ранние магмы ивакинской свиты не могли сформироваться вследствие кристаллизационной дифференциации магмы.

Обнаруженные и описанные нами фрагменты глубинной породы пикритового состава со следами плавления минеральных фаз и наличием силикатной жидкости указывают на то, что в Норильском районе магмообразование происходило за счет сравнительно маломagneзиального пикритового вещества на относительно небольших глубинах, при которых возможно зарождение высокотитанистых магм с относительно низким содержанием магния, сформировавших базальты ивакинской свиты ( $\text{Iv}_1$ ).

**Источники рудоносных магм и рудного вещества.** Как известно, норильские рудоносные интрузии представляют собой вытянутые в одном направлении (до 15 км и более) тела габбро-долеритов мощностью 250—300 м, переходящие в краевых фронтальных частях в менее мощные силлы лейкократового габбро и таксито-пойкилоофитового габбро-долерита [8, 11, 32]. Центральная часть тел дифференцирована от контактового, такситового и пикритового габбро-долеритов внизу через оливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты в середине до безоливинового габбро-долерита и габбро-диоритаверху.

Подобно эффузивным образованиям, рудоносные интрузии обогащены салическими и халькофильными элементами по сравнению с примитивной мантией (см. табл. 3). Геохимически породы и руды интрузий не проявляют признаков существенной контаминации коровым материалом и соответствуют веществу мантии [34].

Как видно из приведенных данных, рудоносные интрузии включают четыре практически независимые друг от друга составляющие: оливин пикритового горизонта, находящийся в неравновесии с окружающими силикатами и сульфидами; мелкозернистые «гранулированные» фрагменты пикритового состава; сульфидное вещество; остальная основная масса интрузии толеитового состава.

Подобно оливину пикритового базальта, оливин пикритового габбро-долерита рудоносных интрузий вместе с зернами хромита проявляет признаки реститового минерала, но отличается от него меньшей магнезиальностью и более низким содержанием никеля (см. рис. 2). Возможно, это связано с различием их источников: оливин пикритового горизонта рудоносных интрузий соответствует составу оливина хондритов, принимаемых за недеплементированный материал мантии, а повышенная магнезиальность оливина пикритового базальта сближает его с оливинами частично

деплементированной мантии. Кристаллизация основной части и того, и другого происходила в отсутствии не-смешивающейся сульфидной жидкости.

Мелкозернистые образования «гранулированных» участков, как отмечалось, могут представлять собой фрагменты первичного глубинного расплава термического плюма.

Сульфидное вещество, неравновесное с оливином пикритового габбро-долерита, вероятно, также принадлежит первичному расплаву термического плюма, что подтверждается наличием многочисленных включений сульфидов в оливине «гранулированных» участков [1, 2].

Основная силикатная масса рудоносных интрузий, имеющая толеитовый состав, вероятнее всего, представляет собой толеитовую магму, зарождающуюся в литосферной мантии, в «голове» плюма.

Таким образом, в формировании рудоносных ин-

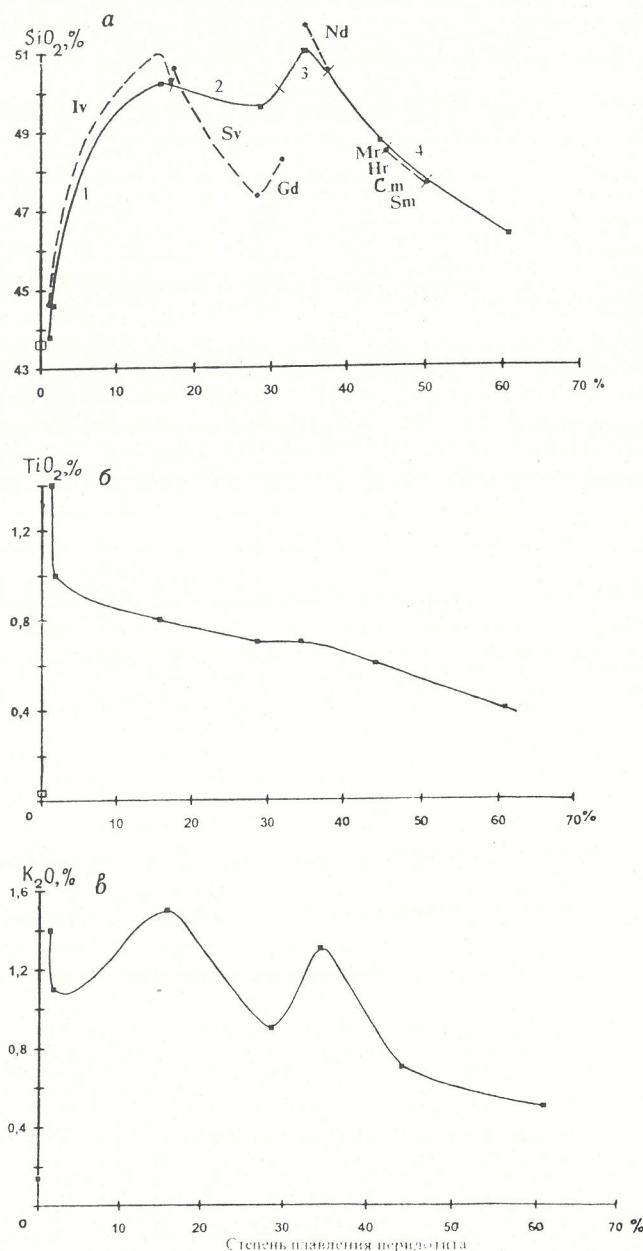


Рис. 10. Изменение состава в продуктах плавления перидотита [28]:

а —  $\text{SiO}_2$ , б —  $\text{TiO}_2$ , в —  $\text{K}_2\text{O}$ ; на рис. 10, а нанесены линии состава базальтов Норильского района, значение индексов см. рис. 1, б



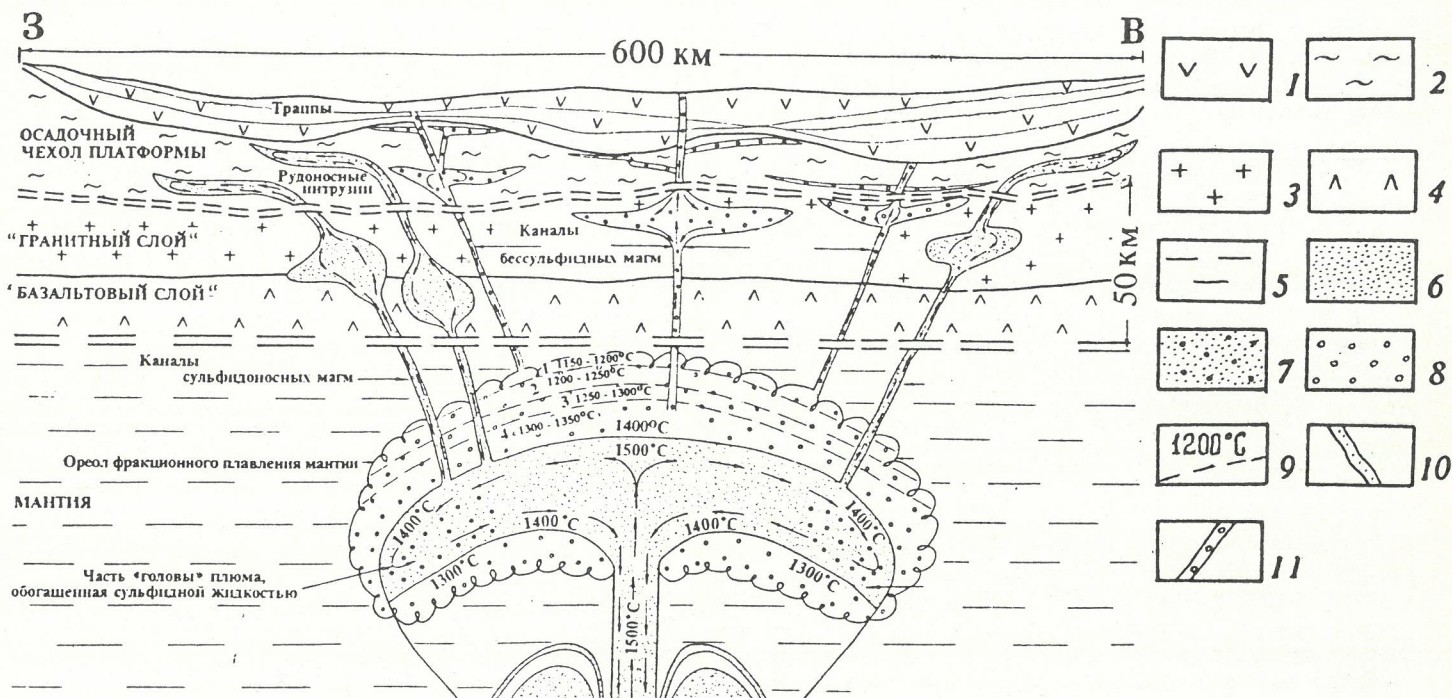


Рис. 11. Схема образования рудоносных и безрудных магм Норильского района в процессе проявления траппового магматизма на Сибирской платформе:

1 — траппы; 2 — осадочный чехол; 3 — «гранитный» слой; 4 — «базальтовый» слой; 5 — мантия; 6 — «голова» плюма; 7 — часть «головы» плюма, обогащенная сульфидной жидкостью; 8 — ореол фракционного плавления мантии; 9 — зоны и температуры плавления мантии; 10 — каналы сульфидоносных магм, формирующих рудоносные интрузии; 11 — каналы бессульфидных магм

трузий участвовало вещество из различных источников: первичный (нижнемантийный) силикатный расплав с содержащимися в нем нерастворимыми сульфидами в виде диспергированной жидкости; реститовый оливин недеплетированной астеносферной мантии; толеитовый расплав литосферной мантии.

**Условия проявления магматизма в целом.** Безрудные и рудоносные магмы района — производные единого магматического процесса, являющегося частью более обширного траппового магматизма Сибирской платформы (рис. 11). Как видно из рисунка, в качестве причины проявления магматизма рассматривается термический плюм, поднимающийся от границы ядро — мантия. Допускается, что канал («ножка») плюма представляет собой силикатный расплав пикритового состава [19]. «Голова» плюма — смесь первичного пикритового расплава с расплавом частичного плавления вмещающей среды и ее реститовыми фазами (в основном оливина и хромита). Тепловое воздействие «головы» плюма вызывает частичное плавление окружающей среды. Температура прогрева и степень плавления окружающего материала уменьшаются с удалением от источника тепла.

О механизме плавления окружающей среды можно судить по обнаруженным нами фрагментам глубинной (мантийной) породы и экспериментальным данным о частичном плавлении перидотита [13, 28].

В описанных образцах фрагментов глубинной породы видно, что на ранней стадии частично плавятся плагиоклаз (гранат?), пироксен и амфибол, замещающий оливин. Образующаяся при этом жидкость (расплав) соответствует по составу смеси подвергшихся плавлению фаз. В случае плавления менее 10 % зарождающиеся расплавы характеризуются обогащенностью щелочами, титаном и другими не-

когерентными элементами при умеренном содержании кремнезема и железа. Иными словами, расплавы ранней стадии плавления исходного вещества должны быть близки по составу магме ивакинской свиты ( $Iv_1$ ) (см. табл. 3).

Наблюдавшееся в экспериментах изменение состава выплавляемых жидкостей по содержанию  $SiO_2$ ,  $TiO_2$  и  $K_2O$  показано на рис. 10. В целом оно соответствует изменению состава толеитовых магм Норильского района по мере развития магматизма.

Привлекая эти и другие экспериментальные и геохимические данные, приведенные выше, можно допустить, что в периферической части воздействия термического плюма (см. рис. 11, зона I) температура прогрева окружающего вещества составляла 1150–1200 °C, а степень его плавления изменялась от 1,5 до 17 % (см. рис. 10). Это приводило к зарождению магм ивакинской свиты, изменяющихся от сравнительно бедных кремнеземом и обогащенных титаном ( $Iv_1$ ) до обогащенных  $SiO_2$  ( $Iv_2$ ) разностей, вследствие увеличения степени плавления исходного материала.

В зоне II температура нагрева вещества 1200–1250 °C (см. рис. 11), а степень плавления изменялась от 17 до 27, а затем до 30 %, что обеспечивало зарождение магм сыверминской и гудчихинской свит. При подъеме магмы гудчихинской свиты был захвачен реститовый остаток исходного вещества, в основном оливин. В результате сформировались пикритовые покровы с геохимическими характеристиками, близкими  $Gd_2$  (см. табл. 3), и комагматичные им интрузии нижефокинского типа [9].

В зоне III степень плавления вещества мантии составляла 34–38 % (см. рис. 10, 11) при температуре 1250–1300 °C. При этом сформировались обогащенные кремнием и бедные рудными компонентами магмы надеждинской свиты.



В наиболее емкой и обширной зоне IV степень плавления достигала 46—50 %, а температура составляла 1300—1350 °C (см. рис. 11), что привело к образованию магм поздней стадии магматизма района.

Основной источник магм рудоносных интрузий находился в «голове» плюма (см. рис. 11), состоящей из смеси первичного сульфидсодержащего расплава пикритового состава, поступающего из глубинного канала, толеитового расплава, образующегося за счет плавления окружающей среды и зерен реститовых фаз — оливины, хромита. Их проникновение в земную кору становилось возможным после истощения расплавом вышележащих зон.

Сульфидсодержащая смесь поднималась в виде струй. Внедряясь и достигая конечной камеры, она подвергалась продольной циркуляции, приводящей к накоплению сульфидного вещества в местах перехода от суженных к расширенным участкам и формированию платино-медно-никелевых руд [11].

Не исключено, что к реститовому материалу относится значительная (анортит-битовнитовая) часть плагиоклаза лейкократового габбро, сформировавшего периферические силлообразные тела и внутренние фрагменты рудоносных интрузий, в которых встречаются участки слабонакристаллизованного стекла [8].

Существование четырех зон зарождения мафических магм подтверждается геохимическими данными [3]. Например, на диаграмме отношений  $\text{Th/U} - \text{Yb/Gd}$  состав магм ранней стадии эволюционирует в сторону увеличения  $\text{Th/U}$ , а промежуточной и поздней — в сторону понижения этого отношения и повышения  $\text{Yb/Gd}$  (см. рис. 9), т.е. аналогично тому, как изменялся состав магм по содержанию  $\text{SiO}_2$  в зависимости от степени плавления исходного вещества (см. рис. 10). Базальты поздней стадии магматизма и рудоносные интрузии района характеризуются однотипными отношениями  $\text{Th/U} - \text{Yb/Gd}$  (см. рис. 9), что указывает на близость состава источников их толеитовой составляющей, находящихся в соприкасающихся четвертой зоне и нижележащей «голове» плюма (см. рис. 11).

Как известно [3], трапповый магматизм Сибирской платформы был сравнительно краткосрочным (около 1 млн. лет). Причиной этого могла являться большая длительность скрытой стадии магмообразования, охватывающего огромную территорию и сформировавшего практически весь объем магм, который впоследствии за короткое время в площадном (трещинном) варианте излился на земную поверхность, т.е. магматизм здесь проявился в режиме длительной подготовки и быстрой реализации.

В заключение сделаем следующие выводы.

1. Толеитовые магмы траппов Сибирской платформы при кристаллизационной дифференциации в качестве кумулятивной фазы образуют железистый оливин ( $\text{Fo } 75-50$ ).

2. Более магнезиальные оливины пикритовых базальтов и пикритовых габбро-долеритов рудоносных интрузий ( $\text{Fo } 82-75$ ) неравновесны с ассоциирующими силикатными и сульфидными минералами. Они вместе с хромитом проявляют признаки не кумулятивных, а реститовых фаз.

3. Обнаруженные нами в пикритовом базальте относительно крупнокристаллические обособления имеют следы частичного плавления и, возможно, представляют собой фрагменты вещества мантии, из которого непосредственно выплавлялись мафические жидкости, сформировавшие толеитовые базаль-

ты Норильского района и комагматичные им интрузии.

4. Наблюдаемые в такситовом и пикритовом горизонтах рудоносных интрузий мелкозернистые («гранулированные») участки пикритового состава, вероятно, являются закаленными фрагментами первичного высокотемпературного расплава термического плюма.

5. Мафические магмы Норильского района не были насыщены серой, поэтому руды норильских месторождений не могли быть производными толеитовой магмы, как и продуктами ассимиляции толеитовой магмой вещества коры.

6. Проявленные в районе обедненные рудными компонентами магматические образования (базальты надеждинской свиты, интрузии нижнеталнахского и нижненорильского типов) представляют собой продукты преимущественного плавления бедной никелем и хромом пироксеновой составляющей вещества верхней мантии.

7. Источником руд норильских месторождений являлся перенасыщенный серой первичный расплав термического плюма.

8. Зарождение безрудных магм, сформировавших мафические базальты и комагматичные им интрузии, происходило на сравнительно небольшой глубине (около 50 км) путем частичного плавления вещества мантии под воздействием термического плюма. Плавление осуществлялось в четырех удаленных от теплового источника зонах, характеризующихся разной степенью плавления вещества и производящих различные по составу магмы.

9. Трапповый магматизм Сибирской платформы проявлялся в площадном варианте, в режиме длительной подготовки и быстрой реализации — протяженного периода магмообразования и относительно быстрого массового излияния магм на земную поверхность.

10. Площадному трапповому магматизму не свойственны промежуточные внутрикоровые магматические очаги, признаком существования которых являются крупные наземные вулканические постройки, отсутствующие на территории траппового поля Сибири.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ворцнев В.В. Термобарохимические условия образования Талнахского медно-никелевого месторождения: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М., 1978.
2. Ворцнев В.В. Условия образования Талнахского рудоносного интрузива по данным изучения включений // Геология рудных месторождений. 1978. № 2.
3. Геология и рудные месторождения Норильского района // VII Международный симпозиум по платине. Путеводитель. М., 1994.
4. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. — М.: Госгеолтехиздат, 1959.
5. Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Лапутина И.П., Муравницкая Г.Н. Поведение никеля при кристаллизации сульфидсодержащих базальтовых магм // Геохимия процессов миграции рудных элементов. М., 1977. С. 53—67.
6. Золотухин В.В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий (на примере Норильской). — М.: Наука, 1964.
7. Леднева В.П., Беляков Л.П., Рябенко А.А., Якушкина Л.М. Эрбейкская дифференцированная интрузия в бассейне р. Вилуй // Советская геология. 1991. № 4. С. 58—65.
8. Лихачев А.П. Роль лейкократового габбро в формировании норильских дифференцированных интрузий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 10. С. 75—89.
9. Лихачев А.П. О природе магматических месторождений // Советская геология. 1973. № 5. С. 33—47.
10. Лихачев А.П. Харалахский интрузив и его платино-медно-никелевые руды // Руды и металлы. 1996. № 3. С. 48—62.
11. Лихачев А.П., Ямнова В.В. Особенности и причины распре-



- ления металлов платиновой группы и других рудных компонентов в Талнахской рудоносной итрузии // Тр. VII международного симпозиума по платине. М., 1996.
12. Лихачев А.П., Кириков А.Д., Ваганов В.И. и др. Исследование изотопного состава железа минералов руд и горных пород месторождений алмазов, цветных, благородных и черных металлов — новый способ решения генетических проблем // Руды и металлы. 1996. № 1. С. 39—47.
  13. Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. — М. Мир. 1979.
  14. Мэйсон Б. Метеориты. — М.: Мир, 1965.
  15. Рябов В.В. Оливины сибирских траппов как показатели петрогенеза и рудообразования. — Новосибирск: Наука, 1992.
  16. Arndt N.T., Czamanske G.K., Wooden J.L., Fedorenko V.A. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism // Tectonophysics. 1993. Vol. 223. P. 39—52.
  17. Czamanske G.K., Kunilov V.E., Zientek M.L. a. o. A proton-microprobe study of magmatic sulfide ores from the Noril'sk — Talnakh district, Siberia // Can. Miner. 1992. Vol. 30. P. 2. P. 249—287.
  18. Godlevsky M.N., Likhachev A.P. Types and distinctive features of ore-bearing formations of copper-nickel deposits // Geology and metallogeny of copper deposits (ed. by G.H. Friedrich et al.). Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 1986. P. 124—134.
  19. Griffiths R.W., Campbell I.H. On the dynamics of long-lived plume conduits in the convecting mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 103. P. 214—227.
  20. Fleet M.E., MacRae N.D., Osborne M.D. The partition of nickel between olivine, magma and immiscible sulfide liquid // Chem. Geol. 1981. Vol. 32. P. 119—127.
  21. Fleet M.E., MacRae N.D. Partition of Ni between olivine and sulfide and its application to Ni-Cu sulfide deposits // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. Vol. 83. P. 75—81.
  22. Hakli T.A. An attempt to apply the Makaopuhi nickel fractionation data to the temperature determination of a basic intrusive // Geochim. Cosmochim. 1968. Vol. 32. P. 449—460.
  23. Hawkesworth C. J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A. a. o. Magma differentiation and mineralization in the Siberian continental flood basalts // Litos. 1995. Vol. 34. P. 61—81.
  24. Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: The relation between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 90. P. 297—314.
  25. Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S. a. o. // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. Vol. 104. P. 631—644.
  26. Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J. a. o. Remobilisation of the continental lithosphere by mantle plumes: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. Vol. 114. P. 171—188.
  27. Mysen B.O. Limits of solution of trace elements in minerals according to Henry's law: review of experimental data // Geochim. Cosmochim. 1978. Vol. 42. P. 871—885.
  28. Mysen B.O., Kushiro I. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle // Amer. Miner. 1977. Vol. 67. P. 843—865.
  29. Naldrett A.J., Duke J.M., Lightfoot P.C., Thompson J.F.H. Quantitative modelling of the segregation of magmatic sulfides: an exploration guide // Bull. Can. Inst. Min. Met. 1984. Vol. 77. P. 46—57.
  30. Naldrett A.J., Brugmann G.E., Wilson A.H. Models for the concentration of PGE in layered intrusions // Can. Mineral. 1990. Vol. 28. P. 389—408.
  31. Naldrett A.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A. a. o. Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk Region, USSR, with implications for the origin of the Ni-Cu ores. Econ. Geol. 1992. P. 975—1004. 1992.
  32. Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium. Special volume 5. Ontario, 1994.
  33. Walker R.J., Morgan J.W., Horan M.F. a. o. Re-Os isotopic evidence for an enriched-mantle source for the Noril'sk-type, ore-bearing intrusions, Siberia // Geochim. Cosmochim. 1994. Vol. 58. № 19. P. 4179—4197.
  34. Wooden J.L., Czamanske G.K., Bouse R.M. a. o. Pb isotope data indicate a complex, mantle origin for the Noril'sk-Talnakh ores, Siberia // Econ. Geol. 1992. Vol. 87. P. 1153—1165.
  35. Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. a. o. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // Geochim. Cosmochim. 1993. Vol. 57. P. 3677—3704.

УДК 553.64.061.12/17.078 (470)

© Р.М.Файзуллин, 1997

## Эволюция апатитового оруденения северной половины Евразийского континента

Р.М.ФАЙЗУЛЛИН (ЦНИИгеолнеруд)

Эволюционный анализ рудообразования в геологической истории Земли представляет собой важный инструмент прогнозной минералогии. В фосфатной геологии становление этого научного направления и методической его базы пришлось на 70-е годы, когда появилась необходимость количественного подхода к оценке апатито- и фосфоритонности как в целом территории бывшего СССР, так и его отдельных регионов.

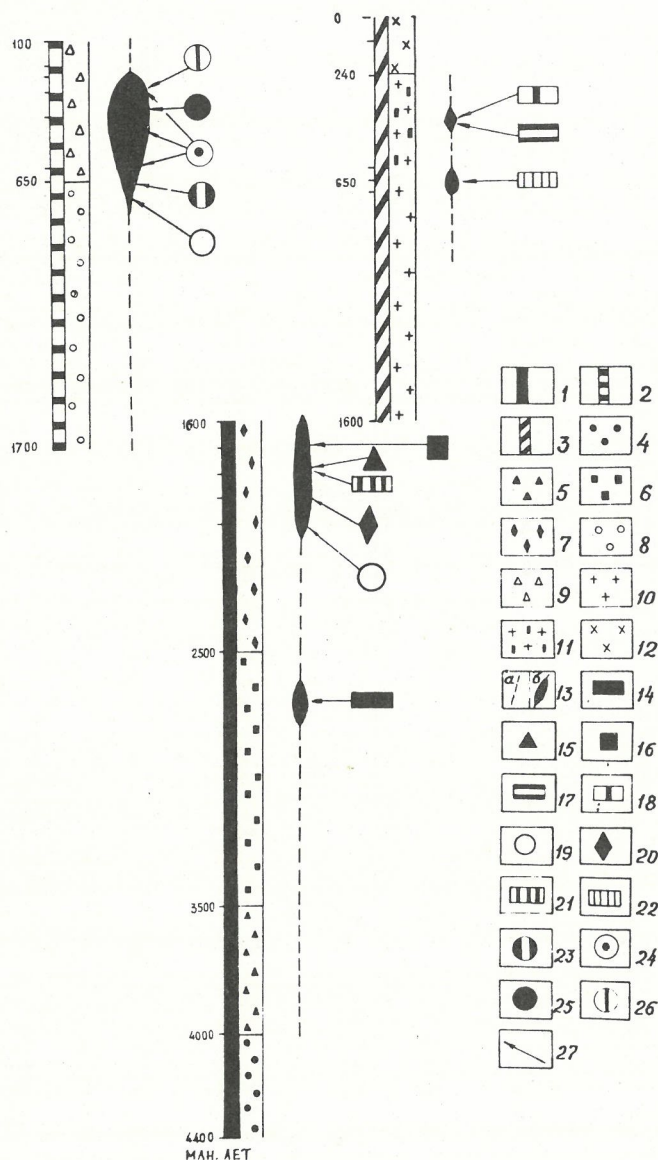
Результаты указанных исследований освещены в многочисленных публикациях. В некоторых из них [1, 2 и др.] сделана попытка проследить эволюцию апатитового оруденения, начиная с раннего докембрия и по кайнозой в связи с этапами развития земной коры и сопровождающих их эндогенных процессов (тектонические, магматические и метаморфо-метасоматические). В данной статье применен дополнительный элемент анализа эволюции апатитового оруденения — тектоно-структурный. В частности, выделены три ветви зарождения и развития апатитового оруденения: кратонная, рифтовая и геосинклинально-складчатая. Внутри ветвей в геохронологическом аспекте обособлены главные тектонические структуры размещения и контроля промышленных концентраций апатита. Полигоном аналитических исследований послужили Восточно-Европейская и Сибирская древние платформы, разделяющие и окаймляющие их складчатые пояса не-

огоя. Обобщенная генетическая модель эволюции апатитового оруденения приведена на рисунке.

**Кратонная ветвь апатитообразования.** Структурно-вещественные комплексы ранних этапов развития земной коры (лунный и нуклеарный), как показал их анализ, практически бесперспективны в отношении апатитового оруденения. На третьем этапе (3500—4000 млн. лет назад), когда возникла сравнительно мощная слоистая земная кора континентального типа, в раннеархейских комплексах (пироксен-плагиоклазовых сланцах, метавулканитах, метагбброидах) уже фиксируется апатитовая минерализация, однако не достигающая еще промышленных концентраций. Масштабы ее несколько возрастают в конце раннего архея, что связано с формированием в протогеосинклинальном режиме высокомагнезиальных силикатно-карбонатных комплексов в синклинорных зонах протоконтинентов. Именно в этих структурно-вещественных комплексах обнаружены многочисленные метаморфогенные апатитовые, флогопит-apatитовые и редкоземельно-apatитовые проявления в Алданской (федоровская свита), Джугджуро-Становой (тимптон-джелтулинский комплекс, джанинская серия) и Украинской провинциях. Ареальный характер развития раннеархейской минерализации, очевидно, немаловажный фактор для образования последующих, практически значимых, концентраций апатита путем мобилиза-



ции фосфора из протогеоинклинальных СВК главным образом в ходе процессов ультраметаморфизма.



#### Обобщенная модель эволюции апатитового оруденения:

геотектонические ветви: 1 — кратонная, 2 — рифтовая, 3 — геосинклинально-складчатая; главные этапы развития земной коры: 4 — образование первичных тоналитовых куполов и становление примитивного маломощного гранитного слоя, 5 — образование сравнительно мощной слоистой земной коры континентального типа, 6 — наращивание мощности континентальной земной коры, обогащение ее сиалическим материалом и образование древних архейских ядер или кратонов, 7 — образование гранит-метаморфической коры фундамента древних платформ, 8 — деструкция (активизация) земной коры в субплатформенной стадии, 9 — деструкция (активизация) земной коры в эпиплатформенной стадии, 10 — образование гранитной коры геосинклинальных поясов, 11 — деструкция (активизация) земной коры геосинклинальных поясов, 12 — образование современной континентально-океанической коры; 13 — структурная эволюция апатитового оруденения (а — минерализация, б — оруденение); геолого-промышленные типы (подтипы) апатитового оруденения: 14—18 — апатит-титаномагнетит-ильменитовый в габброидах (14 — анортозитовый, 15 — габбро-анортозитовый, 16 — щелочно-габброидный, 17 — сиенит-габброидный, 18 — клинопироксенит-габброидный), 19 — апатит-редкометалльный в фенит-карбонатитах, 20 — редкоземельно-apatитовый в метадоломитах, 21—22 — апатитовый в метагабброидах (21 — метапироксенитовый, 22 — апогабброидный сиенит-диоритовый), 23—24 — апатит-редкометалльно-магнетитовый в карбонатитах (23 — камафоритовый, 24 — карбонатитовый), 25 — нефелин-apatитовый в ийолит-уртитах, 26 — апатитовый в фенитах; 27 — геохронологическая привязка апатитового оруденения

Такой механизм рудогенеза подтвержден теоретическими и практическими исследованиями [3].

Четвертый этап (2500—3500 млн. лет назад) ознаменовался наращиванием континентальной земной коры, обогащением ее сиалическим материалом, образованием древних архейских ядер (кратонов), проявлением линейной структурно-вещественной и метаморфической зональности. Именно этим обусловлено появление в условиях протогеоинклинального режима первых промышленных концентраций сопутствующего апатита в составе комплексных титано-железородных месторождений. Формационно они связаны с различными по размеру, но в основном крупными, анортозитовыми и габбро-анортозитовыми плутонами, приуроченными к линейным шовным глубинным разломам в краевых частях кратонов (Джугджуро-Становая провинция). Интересно отметить тесную сопряженность рудоносных интрузий с чарнокит-мангеритами и гранулитами.

Таким образом, рубеж 2,6—2,8 млрд. лет назад следует считать реперным для апатита. В это геохронологическое время стала возможной реализация апатитовой минерализации в апатитовое оруденение, хотя и в сопутствующей форме. Возникший тип апатит-титаномагнетит-ильменитового оруденения в габброидах (анортозитовый подтип) олицетворяет собой позднеархейскую эпоху апатитообразования. Его краткая обобщенная характеристика, как и других рассматриваемых типов и подтипов, приведена в таблице.\*

Пятый этап кратонной ветви охватывает период 1600—2600 млн. лет назад, т.е., по сути, весь ранний протерозой. В это время практически завершилось образование гранит-метаморфической коры фундамента древних платформ. В первую стадию раннего протерозоя (1900—2600 млн. лет назад) древние архейские ядра развивались в условиях относительно стабильного (протоплатформенного, по Е.В.Павловскому) геотектонического режима, прерываемого рудогенерирующими протоактивизационными (или протороговыми) процессами. В итоге это привело к появлению новых типов апатитового оруденения: апатит-редкометалльного в фенит-карбонатитах (так называемые линейные карбонатиты); апатит-магнетитовый в порфино-лептитях; редкоземельно-apatитового в метадоломитах.

Наиболее древние (2500±100 млн. лет назад, по К.Пуустинену) фенит-карбонатитовые комплексы линейного типа, содержащие апатит-редкометалльное оруденение, установлены в Скандинавской провинции (месторождение Сиилиньярви, Финляндия). Они размещаются в гнейсах Исальми, сформировавшихся по архейскому базит-гранулитовому субстрату на границе Свекофенской и Карело-Финляндской зон. Более молодые образования этого же типа (2000±100 млн. лет назад, по Е.Б.Глевасскому) известны на Украинском щите в Приазовском гранулит-зеленокаменном геоблоке. Они возникли в связи с ранними стадиями проторогового режима. Их отличительная черта — значительная линейно-ориентированная вытянутость (десятки километров) при небольшой мощности. Ближе к Новополювскому, в формационном и возрастном отношении, апатитоносные линейно-дуговые карбонатиты обнаружены также в районе КМА (Дуб-

\* В классификацию не включены месторождения апатит-франколитовых руд, сформированных в мезокайнозой за счет выветривания более древних рудоносных комплексов с существенно карбонатной петрогенной основой.



равинское месторождение), характеризующимся развитием гранитизированных метаморфических комплексов карелид, среди которых существенную роль играют джеспилиты.

Начальными импульсами протоорогенного режима обусловлено формирование 2090—2140 млн. лет назад

на внутренних поднятиях, в краевых частях «жестких» блоков и в прогибах раздробленного гранито-гнейсового архейского фундамента порфино-лептитовых и лептитовых комплексов, претерпевших метаморфизм в геохронологическом диапазоне 1690—1870 млн. лет назад (Скандинавская провинция). С ними связаны

**Эволюционная классификация геолого-промышленных типов и подтипов месторождений апатитовых и комплексных апатитсодержащих руд**

| Тип (время возникновения)                                                | Подтип (изотопный возраст оруденения, млн. лет) | Структурное положение                                | Рудовмещающие комплексы                                                    | Форма рудных тел                           | Главные (сопутствующие) полезные компоненты  | Среднее содержание $P_2O_5$ в рудах, % | Масштабы месторождений*      | Месторождения и рудопроявления                               |
|--------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------|------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------|----------------------------------------------|----------------------------------------|------------------------------|--------------------------------------------------------------|
| Апатит-титаномagnetит-ильменитовый в габброидах ( $AR_2$ )               | Анортозитовый (2700±120)                        | Шовные зоны в краевых частях щитов                   | Габбро-пироксениты, габбро-анортозиты, перидотиты                          | Линзо-пласто- и штокообразная              | Ti (P, Fe, V)                                | 2,7—6,3                                | От мелких до крупных         | Джуджурская группа                                           |
|                                                                          | Габбро-анортозитовый (1750±100)                 | Антиклинорные поднятия в пределах архейских кратонов | Троктолиты, перидотиты, габбро                                             | Штокообразная                              | Ti (P, V)                                    | 2,5—4                                  | От мелких до средних         | Стремигородское (Украина)                                    |
|                                                                          | Щелочно-габброидный (1700±100)                  | Межблоковые зоны разломов                            | Пироксениты, перидотиты, габбро                                            | Пласто- и линзообразная                    | Ti (P, Fe, V)                                | 3,1—3,3                                | От средних до крупных        | Гремяхо-Вырмесское, Елетьезерское                            |
|                                                                          | Сиенит-габбровый (400±30)                       | Срединные массивы                                    | Габбро, габбро-пироксениты, пироксениты                                    | Пластообразная                             | Ti, Fe (P)                                   | 2,2—2,5                                | От мелких до крупных         | Патынское, Большекультайгинское                              |
|                                                                          | Клинопироксенит-габбровый (400±30)              | Эвгеосинклинальные троговые зоны                     | Габбро, пироксениты                                                        | Линзо- и штокообразная                     | Cu, Fe (Ti, P, V)                            | 2,8—4                                  | От мелких до средних         | Волковское                                                   |
| Апатит-редкометаллический в фенит-карбонатах ( $PR_1$ )                  | (2500±100, 2100±200, 600-700)                   | Линейные зоны глубинных разломов                     | Карбонатиты, фениты, мраморы, железистые кварциты, гнейсы, кристаллосланцы | Жило-, линзо- и дайкообразная              | Nb, P (TR, Ta и др.)                         | 3,8—5,2                                | От мелких до крупных         | Сиилиньярви (Финляндия), Новополтавское (Украина), Татарское |
| Апатит-магнетитовый в порфино-лептитовых ( $PR_1$ )                      | (2090—2140)                                     | Внутренние поднятия и прогибы архейского фундамента  | Кератофиры, кварцевые порфиры, лептиты, гнейсы                             | Пласты, линзы                              | Fe (P, V)                                    | 2,6—5,7                                | От мелких до средних         | Кирунавра, Луоссавара (Швеция)                               |
| Рудкозельно-apatитовый в метадоломитах ( $PR_1$ )                        | (1900±100)                                      | Троговые зоны в обрамлении гранито-гнейсовых куполов | Высокомагнетизальные мраморы, гнейсы, кристаллические сланцы               | Воронко-, жило- и линзообразная            | P (TR, Fe)                                   | 6,7—7,3                                | От мелких до крупных         | Селигдарское, Тигровое                                       |
| Апатитовый в метагабброидах ( $PR_1$ )                                   | Метапироксенитовый (1850±20)                    | Приразломные (тропо-вые) зоны                        | Амфиболизированные и биотитизированные пироксениты                         | Линзообразная                              | P (Fe)                                       | 3,4—3,7                                | От мелких до средних         | Укдусское, Кабаханырское                                     |
|                                                                          | Апогаббровый сиенит-диоритовый (600—700)        | Антиклинорные поднятия фундамента                    | Метагабброиды, сиенит-диориты                                              | Штокообразная, штокверковые зоны, линзы    | P                                            | 3,7—3,9                                | От мелких до весьма крупных  | Ошурковское, Телегинское                                     |
| Апатит-редкометаллическо-магнетитовый в карбонатитах ( $PR_2$ — $PZ_1$ ) | (600—700, 380—500, 300—370, 242—275)            | Рифтогенные зоны                                     | Гнейсы                                                                     | Штоко-, трубообразная, жилы, линзы и дайки | Fe, Nb, P (Zr, TR, Ta, флогопит и др.)       | 3,5—8                                  | От мелких до весьма крупных  | Белозиминское, Ковдорское                                    |
| Нефелин-apatитовый в ийолит-уртитовых ( $D_{2-3}$ )                      | (365±10)                                        | Рифтогенные зоны                                     | Ийолиты, уртиты                                                            | Пласто- и линзообразная                    | P (Al, Ti, редкие и редкоземельные элементы) | 13,8 (при колебаниях от 6—8 до 18)     | От средних до весьма крупных | Хибинская группа                                             |
| Апатитовый в фенитах ( $P$ - $T_1$ )                                     | 242—275                                         | Рифтогенные зоны                                     | Фениты, эгириниты, твейтозиты                                              | Жильно-штокверковые зоны, линзообразная    | P (эгирин)                                   | 4—8                                    | От средних до крупных        | Маганское, Ыраасское                                         |

\* Весьма крупные — более 100, крупные — 100—50, средние — 50—10, мелкие — менее 10 млн. т  $P_2O_5$ .



полигенные апатит-магнетитовые и апатит-гематит-магнетитовые месторождения типа Кируна (Швеция, Финляндия).

В первую стадию раннего протерозоя в протоорогенном режиме образовались также редкоземельно-apatитовые месторождения Алданской провинции (Селигдарское, Тигровое и др.). Они приурочены к выходам высокомагнезиальных пород мраморно-гнейс-кристаллосланцевой формации ( $AR_2-PR_1$ ), размещающейся в структурах обрамления гранито-гнейсовых куполов. Максимальная выраженность апатитового оруденения характерна для блоков, претерпевших региональный метаморфизм гранулитовой, а затем наложенный диафторез амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Внутри блоков месторождения апатита тяготеют к синклинорным структурам фемического профиля, располагаясь в узлах пересечения региональных глубинных разломов диагональной и ортогональной систем.

К концу раннего протерозоя (вторая стадия) в условиях продолжающихся консолидации и стабилизации структур тектонические движения приобрели глыбово-блоковый и линейно-разломный характер. Именно в это время (1,6—1,9 млрд. лет назад) возникли апатитовый тип оруденения в метагабброидах (метапироксенитовый подтип) и два новых подтипа апатит-титаномagnetит-ильменитового типа в габброидах (габбро-анортозитовый и щелочно-габброидный). Метапироксенитовый подтип апатитового оруденения (месторождения Укдуска, Кабаханыр) сформировался в протоорогенном режиме в период 1800—1850 млн. лет назад (по Л.А.Неймарк), и развился в Чаро-Олекминской провинции. Рудные объекты метаморфо-метасоматического происхождения размещаются в приразломных (троговых) структурах среди архейских кристаллических сланцев и гнейсов, нередко в обрамлении гранито-гнейсовых куполов. Природа троговых структур рифтогенная, причем, как считает В.М.Моралев, их заложение и развитие происходили в пределах области распространения земной коры континентального типа.

Габбро-анортозитовый подтип комплексного апатитсодержащего оруденения проявился на Украинском щите в субплатформенную стадию протоорогенного режима. Известные месторождения (Стремигородское, Торчинское и др.) размещаются в краевых сильно нарушенных частях плутонов габбро-анортозитов, с которыми парагенетически связаны граниты рапакиви (Коростенский, Корсунь-Новомиргородский и др.). Эти массивы приурочены к архейским кратонным блокам, располагаясь в ядрах крупных антиклинорных поднятий, рассеченных глубинными разломами.

В Карело-Кольской провинции проявился щелочно-габброидный подтип комплексного апатитсодержащего оруденения (месторождение Гремяха-Вырмесское, рудопоявление Елетьозерское). Он формировался, по-видимому, в протоактивизационном режиме в заключительную стадию кратонизации на границе сочленения гранулитовых блоков (Центрально-Кольского, Беломорского) с раннепротерозойскими подвижными поясами. По сути, такие сочленения следует рассматривать как шовные зоны глубинных разломов.

Итак, в раннем протерозое возросло число типов и подтипов апатитового оруденения, более разнообразной стала его комплексность, но возникли и собственно апатитовые месторождения; заметно

усилились рудогенерирующие ультраметаморфические процессы по сравнению с магматическими. В составе рудоносных комплексов появились представители щелочных магматитов и метасоматитов, но в то же время увеличилась роль мафит-ультрамафитовой составляющей мантийного происхождения.

В раннем протерозое четко наметилась и пространственная минерализация апатита: выделяются его ареальные и более локальные линейные концентрации, контролируемые соответственно гранито-гнейсовыми (сводово-купольными) и шовными (троговыми, рифтогенными) структурами. При этом ареальные концентрации апатита приурочены к гранит-зеленокаменным областям, а линейные — к гранулит-зеленокаменным.

В целом ранний протерозой был благоприятной эпохой апатитообразования в докембрийской истории Земли, что обусловлено сменой эндогенных режимов, все возрастающей кратонизацией структур и увеличившейся ролью импульсной (активизационной) тектоники.

**Рифтовая ветвь апатитообразования.** В позднем протерозое, начиная с рубежа 1,6 млрд. лет назад, процессы образования разломно-глыбовых структур протекали неоднократно и импульсивно, напоминая эндогенные активизационные режимы фанерозойской истории развития земной коры [6]. В.Е.Хаин в позднем протерозое выделил четыре эпохи тектономагматической активизации: готская (1450 млн. лет) гренвиллская (1000 млн. лет), дальсладская и байкальская в интервале 650—800 млн. лет. Именно с байкальской эпохи начинается развитие рифтовая ветвь апатитообразования. В период 600—650 млн. лет назад проявился в более угнетенном для апатита виде апатит-редкометалльный тип оруденения в фенит-карбонатитах (Татарское месторождение и ряд проявлений в Енисейской провинции). Рудоносные объекты размещаются вдоль региональных зон линейных разломов среди гранитизированных антиклинорных выступов байкалитид.

Байкальской эпохой обусловлено появление и нового, весьма специфичного, типа оруденения — апатит-редкометалльно-магнетитового в карбонатитах. Такие рудные комплексы, связанные с щелочно-ультрамафитовыми массивами центрального типа, известны в Присаянской зоне (Белозиминское месторождение и др.). Они размещаются в Ийско-Урикском грабене, в слабогранитизированных прибортовых его участках, на пересечении зон разломов северо-восточного и субмеридионального простирания. К позднепротерозойским (600—640 млн. лет, по А.А.Ельянову, В.М.Моралеву) карбонатитоносным комплексам принадлежит и Арбарастанский массив, расположенный на юго-восточной оконечности Алданского щита. С ним связаны средние по масштабу проявления апатит-магнетит-редкометалльных руд. Массив приурочен к слабогранитизированному базит-гранулитовому блоку, осложненному скрытыми глубинными разломами и кольцевыми структурами.

Более масштабно апатит-редкометалльно-магнетитовый тип оруденения проявился в каледонскую (африканда-ковдорский комплекс в восточной части Балтийского щита) и герцинскую (маймежа-котуйский и томторский комплексы на севере Сибирской платформы) эпохи. В Карело-Кольском регионе (Балтийский щит) общепризнана пространственная приуроченность рудоносных массивов к узлам пересечения разноориентированных глубинных долгоживущих региональных разломов. Наиболее продук-



тивные из них располагаются в краевых частях Беломорского и Центрально-Кольского гранулит-гнейсовых блоков, в узлах пересечения северо-западных структур разломами северо-восточного направления.

В конце среднего палеозоя ( $D_{2-3}$ ) в Билиро-Уджинском сводовом поднятии слабогранитизированного фундамента возникли щелочно-ультрамафитовые карбонатитовые массивы Томтор, Богдо, Чымаара и др. (север Сибирской платформы). С массивом Томтор связаны крупные концентрации апатит-магнетит-редкометалльных руд. Уникальность данного района, граничащего с Уджинским рифейским авлакогеном, к бортам которого приурочены продуктивные магматические комплексы, может быть объяснена его вхождением в состав рудодонной трансасиатской континентальной зоны Вебиса, выделенной Ю.В. Комаровым.

С позднедевонским этапом активизации (300—350 млн. лет) связано также появление на восточной окраине Сибирской платформы, в Сетте-Дабанском перикратонном горст-антиклинории, существенно апатит-редкометалльных проявлений горноозерского карбонатитового комплекса, а с пермским (235—255 млн. лет) — кийского в Енисейском антиклинории. Однако минерагенический потенциал их незначителен.

В позднегерцинский (240—275 млн. лет) этап тектоно-магматической активизации и рифтогенеза возникли существенно апатит-магнетитовые карбонатитовые объекты в Маймеч-Котуйской субпровинции (месторождения Ыраасское, Ессейское и др.), расположенной на западном склоне Анабарской антеклизы. Свообразна их геологическая позиция: они размещаются в зоне тройного сочленения системы рифтов Западно-Сибирской плиты, Енисейско-Хатангского прогиба и Тунгусской синеклизы. Вместе с тем, этот район находится в зоне влияния неоднократно активизированного Саяно-Таймырского субмеридионального палеорифта с широко проявленным щелочно-базальтоидным магматизмом. Месторождения (массивы) фиксируют узлы пересечения скрытых глубинных разломов среди платформенного чехла и базит-гранулитового фундамента.

Таким образом, апатит-редкометалльно-магнетитовый тип оруденения, тесно сопряженный с щелочно-ультрамафитовыми карбонатитовыми массивами, проявился в байкальскую, а затем масштабно в каледонскую и герцинскую эпохи тектоно-магматической активизации древних платформ (режим рифтогенный эпиплатформенный). Месторождения данного типа, характеризующиеся повышенной комплексностью руд, широко отрабатываются во многих странах мира.

Герцинская эпоха ознаменовалась также появлением нефелин-apatитового типа оруденения в ийолит-уртитовых крупных щелочных массивов — Хибинского и Ловозерского (восточная часть Балтийского щита). Они приурочены к узлу пересечения раннепротерозойского Печенга-Имандра-Варзугского рифта разломами северо-восточного простирания. С Хибинским массивом (возраст 365 млн. лет) связаны уникальные по запасам и качеству руд позднемагматические многокомпонентные нефелин-apatитовые месторождения.

Завершают рифтовую ветвь месторождения апатитового типа в фенитах (Маганское, Ессейское в Маймеч-Котуйской субпровинции), сформировавшиеся в позднегерцинскую эпоху рифтогенеза и тесно связанные с объектами апатит-редкометалльно-магнетитового типа. Закономерности их регио-

нального размещения идентичны, однако на локальном уровне (например, массива) апатитовые фениты тяготеют к контактам щелочных главным образом ийолитовых интрузий с высокремнистыми вулканогенно-осадочными комплексами.

Интересно отметить общую пространственную закономерность размещения всех типов месторождений апатита рифтовой ветви: приуроченность к докембрийским, существенно архейским, геоблокам гранулит-гнейсового (гранулит-базитового) состава, претерпевшим метаморфизм высоких ступеней и разнообразный магматизм. Е.А. Похвиснева [4] объясняет это активным участием гранулитов (особенно основного состава) в процессах последующего расплавления, что способствовало появлению дополнительного (возможно, значительного) материала для будущих рудодонных щелочных и щелочно-ультрамафитовых массивов. Д.В. Рундквист [5] находит несколько другое объяснение: данные архейские геоблоки характеризуются достаточно однородной в разрезе плотной и мощной (до 40 км) корой, что способствовало при рифтогенезе проникновению в верхние этажи земной коры наиболее глубинных мантийных выплавов. Последние обладали высокой щелочностью (при давлении 10 кбар), способностью к выщелачиванию и транспортировке высокопорядковых элементов.

Итак, рифтовая ветвь апатитообразования занимает отрезок времени от позднего протерозоя (байкальская эпоха) по нижний триас (позднегерцинская эпоха) и по сравнению с кратонной ветвью представляется более продуктивной, особенно в девонский период.

**Геосинклинально-складчатая ветвь апатитообразования.** Заложение подвижных (геосинклинально-складчатых) поясов произошло в позднем протерозое на раннедокембрийском основании. Именно в это время наблюдается смещение продуктивного мафитового и щелочно-мафитового магматизма с древних стабильных структур в области подвижных поясов. Так, в байкальскую эпоху в Южном Прибайкалье в режиме эпиорогенного рифтогенеза возник апогаббровый сиенит-диоритовый подтип апатитового оруденения в метагабброидах. Классический его представитель — Ошурковское месторождение, характеризующееся большими запасами апатита при его убогих содержаниях в силикатных рудах. Названный объект, а также другие подобные ему мелкие месторождения и рудопроявления апатита приурочены к региональным глубинным зонам разломов байкальских раннеорогенных антиклинорий, осложняющих краевые части карело-раннекаледонских геоблоков.

С каледонской эпохой (400±30 млн. лет) связано появление двух новых подтипов апатит-титаномангнетит-ильменитового типа оруденения в габброидах — клинопироксенит-габбрового и сиенит-габбрового. Первый широко распространился в эвгеосинклинальных троговых структурах Магнитогорско-Тагильского прогиба Уральской складчатой области (Волковское месторождение и многочисленные проявления), второй — в срединных массивах Кузнецко-Минусинской провинции (рудопроявления Патынское, Большешульгайгинское и др.). Для обоих подтипов показательно комплексное оруденение (Cu, Ti, Fe, P и др.), при этом апатитовая составляющая носит сопутствующий и убогий характер.

Более поздние тектоно-магматические циклы (герцинский и мезозойско-кайнозойские) не привели к формированию в подвижных поясах промыш-



ленных концентраций апатита. Главные негативные факторы этого: высокая мобильность структур, интенсивная и неоднократно проявленная гранитизация, редуцированный щелочно-ультрамафитовый магматизм, резко увеличенная мощность земной коры (до 60–70 км).

Таким образом, геосинклинальная ветвь апатитообразования по сравнению с кратонной и особенно рифтовой весьма скромна как по масштабам проявления апатита (в основном сопутствующего), так и по качеству оруденения.

В заключение можно отметить, что ход развития тектонических структур и эндогенных рудогенерирующих процессов обусловил закономерную смену месторождений одних типов другими. Ведущие промышленные типы месторождений апатита возникли в рифтовой ветви в фанерозойский этап развития Земли. Они приурочены к древним континентальным структурам, претерпевшим до их образования складчатость, метаморфизм и гранитизацию. Значительным потенциалом апатитоносности обладают и структурно-вещественные комплексы кратонной ветви. В геосинклинально-складчатых поясах позднего докембрия и фанерозоя апатитовое оруденение выражено весьма слабо, а в переходных их типах и океанических структурах практически отсутствует.

Рассмотренные закономерности геохронологического распределения апатитового оруденения по трем геотектоническим ветвям развития земной коры определяют основные направления прогнозно-минералогических и поисковых работ. На региональном

уровне в первую очередь заслуживают внимания зоны линейной концентрации апатита рифтовой ветви, а в их рамках в более крупном масштабе интегрированные узлы тектонических нарушений в пределах блоков, сложенных гранулит-гнейсовыми (гранулит-базитовыми) комплексами. Значительный интерес представляют и ареальные концентрации апатита кратонной ветви, характерные для структур купольно-сводового типа и их обрамления. В этих блоках прежде всего следует изучить площади, сложенные высокомагнезиальными силикатно-карбонатными комплексами. Геосинклинальная ветвь менее продуктивна, однако и здесь можно обнаружить мелкие и средние месторождения апатита с бедными и убогими рудами в связи с габброидными и метаморфическими комплексами в пределах срединных массивов и микроконтинентов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Минералогическая карта СССР. Фосфатное сырье. Масштаб 1:2 500 000* / Гл. ред. А.С.Зверев. — Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
2. *Минералогия и прогноз месторождений апатита* / Сост. Р.М.Файзуллин. — М., 1991.
3. *Основы теории метаморфического рудообразования* / Я.Н.Белевцев, В.В.Коваль, В.С.Домараев, Е.А.Кулиш // Геологический журнал. 1984. Т. 44. № 3. С. 1–42.
4. *Похвиснева Е.А.* О связи щелочно-ультраосновного магматизма с архейскими гранулитовыми поясами // Региональная геохимия и рудообразование. — М., 1980. С. 220–233.
5. *Рундквист Д.В.* Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 6. С. 467–481.
6. *Салон Л.И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. — Л.: Недра, 1982.

## Литология, петрология, минералогия, геохимия

УДК 550.84

© В.Б.Чекваидзе, И.З.Исакович, С.А.Миляев, 1997

### Эндогенные минералого-геохимические ореолы Карамкенского золоторудного месторождения

В.Б.ЧЕКВАИДЗЕ, И.З.ИСАКОВИЧ, С.А.МИЛЯЕВ (ЦНИГРИ)

Карамкенское месторождение, относящееся к золото-адуляр-кварцевой формации [6], расположено в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в зоне сочленения Верхне-Арманской вулкано-тектонической депрессии с Магадавен-Хасынским поднятием. В основании разреза залегают существенно терригенные толщи раннемелового возраста, перекрывающиеся верхнемеловыми вулканитами кислого, среднего и основного составов. Широко представлены экструживно-субвулканические образования.

В локальном плане оруденение приурочено к древней вулканической постройке, причем промышленные рудные тела размещаются в верхних частях магматических аппаратов, сложенных субвулканическими риодацитами, риолитами и автомагматическими брекчиями субщелочных андезитов. Всего на месторождении установлено более 100 золотоносных жил, из которых 17 несут промышленное оруденение. Большая их часть (в т.ч. жила Главная) находится на Восточном участке. В составе руд основную роль играют кварц, адуляр и кальцит (около 95 %), менее представлены глинистые, слюдяные (3–4 %) и рудные (1–1,5 %) минералы. Последние тяготеют к зальбандам жил. Наиболее распространены пирит (0,1–0,2 %), менее — халькопирит

и сфалерит (сотые доли процента), фрайбергит, теннантит, электрум, галенит, самородное серебро, канфилдит и др. [4].

**Околорудные метасоматиты** месторождения Карамкен принадлежат формации гидротермальных аргиллизитов, характерной для большинства золото-серебряных месторождений вулканогенного типа. По периферии и с глубиной аргиллизиты сменяются пропилитами, рассматриваемыми как наиболее ранние гидротермальные образования в пределах рудного поля. В целом ореол метасоматитов воронкообразной формы с расширением к поверхности и сужением в направлении корневых частей рудных тел. Приповерхностные части ореолов сложены каолинит-кварцевыми метасоматитами (сульфатаритами) нередко с ярозитом и алунитом. Ниже они сменяются слюдяно-кварцевыми образованиями (с адуляром и без него), прослеживающимися до максимальных глубин, достигнутых скважинами. При этом закономерно изменяется состав слюд от смешанослойных разновидностей к гидрослюдам, далее — к слабо гидратированным и негидратированным серицитам. В этом же направлении намечается тенденция перехода политипов слюд от 1М к 1М+2М<sub>1</sub> и далее — к



преобладанию модификации 1M<sub>1</sub>. Наблюдается также закономерная смена фаций пропилитов от альбит-хлоритовой на верхних уровнях к эпидотосодержащей на глубине, что ранее отмечалось О.В.Русиновой. Прослеженный вертикальный интервал распространения метасоматитов 1000 м.

Ширина ореола кислотных преобразований (аргиллизации) в обрамлении рудных жил составляет десятки и первые сотни метров. К периферии устанавливаются понижение степени изменений и постепенная смена аргиллизитов частично выщелоченными их разновидностями и затем пропилитами, развитыми по вулканитам умеренно кислого, среднего и основного составов.

Рудные жилы локализуются в гидрослюдизированных породах и выклиниваются в зоне перехода к сольфатаритам. В составе последних над жилами фиксируются локальные зоны гидрослюдизации. В обрамлении жил развит ореол пятнисто-прожилковой адуляр-кварцевой минерализации.

Следует отметить, что снижение интенсивности аргиллизации по мере удаления от рудных жил по латерали происходит в двух формах: в виде уменьшения содержания слюд в породах и в виде появления разрывов (фоновых участков) в ореоле, число которых от центра к периферии прогрессивно нарастает. Оба варианта могут найти количественное выражение, что представляет интерес для выработки критериев приближения к рудным телам по латерали.

При микроскопических исследованиях удобно выделять четыре класса интенсивности изменений: 1 — малая интенсивность (количество слюд 5—15 %); 2 — умеренная (15—30 %); 3 — значительная (30—60 %); 4 — высокая (более 60 %). Выделяя в околорудном пространстве серию условных зон (например, центральную и внешнюю), можно по данным описания шлифов получить для каждой зоны средние содержания слюд, линейную продуктивность по профилю опробования и другие количественные характеристики.

Число разрывов в ореоле оценивается с помощью показателя сплошности ореола, отражающего степень заполнения пространства «аномальными» (в данном случае более 5 % слюд) значениями. Приближение этого показателя к 100% свидетельствует о высокой сплошности ореола изменений, которая характерна для центральной (рудомещающей) зоны, выделяющейся сгущением растворопроводящих разрывных нарушений. С удалением от центральной зоны наблюдается закономерное рассредоточение струй метасоматитов.

Оба варианта расчета интенсивности преобразований (с учетом средних содержаний и показателя сплошности) в определенной мере синтезируются при вычислении средневзвешенного ореольного содержания слюд в отдельных зонах. Этот показатель характеризует усредненное содержание слюд в метасоматитах при неравномерном опробовании и с учетом разрывов в ореоле.

Сравнительный анализ разномасштабных объектов в пределах рудного поля показал, что они различаются размерами ореолов аргиллизации и интенсивностью проявления этого процесса. В поперечных сечениях среднего по масштабу объекта (жила Главная) ореол преобразований (включая разрывы) распространяется до 1 км, в то время как в обрамлении жил с относительно небольшим орудением (жилы 2, 3 и др.) он достигает лишь первых сотен метров. Непромышленные жилы обычно сопровож-

даются маломощными оторочками метасоматитов, лишь в редких случаях расширяющихся до нескольких десятков метров. Аналогично снижается и интенсивность изменений, выраженная в соответствующих значениях средневзвешенного ореольного содержания светлых слюд и их линейной продуктивности в поперечных сечениях. Представляет интерес и «показатель интенсивности метасоматоза», указывающий на относительную роль обогащенных слюдами метасоматитов в общем объеме преобразованных пород. С переходом от относительно крупных объектов к мелким показатель уменьшается.

**Минералогические ореолы** центральных частей рудных зон представлены системами прожилков адуляр-кварцевого состава при резко подчиненной роли кальцита. Интенсивность развития прожилков от 20 до 50 %, отношение адуляра к кварцу 1:1—2:1. Кварц-адуляровым агрегатам свойственно разнообразие текстурного рисунка от крустификационно-полосчатого и кокардового до массивного с преобладанием тонкозернистых разностей кварца характерной серой окраски. По латерали по мере удаления от промышленного орудения ореолы адуляр-кварцевой минерализации сменяются прожилками кальцит-кварцевого состава с эпизодическим адуляром. Интенсивность проявления данной минерализации 10—20 %, отношение кварца к кальциту 2:1. Упрощается текстурный рисунок прожилков, преимущественно развиваются массивные текстуры, преобладает молочно-белая разность кварца. В лежащем и висячем боках рудной зоны кальцит-адуляр-кварцевая минерализация распространяется на расстояние до 200 м. Далее она последовательно сменяется ореолом прожилков в основном кварц-кальцитового и кальцитового составов при интенсивности развития около 5 %. Данные ореолы удалены от промышленного орудения более чем на 300 м. В самых внешних частях рудных зон (до 500 м) появляются локальные ореолы мономинеральных прожилков адуляра, опаловидного и аметистовидного кварца на фоне пятнистой неравномерной адуляризации вмещающих пород.

Вертикальная зональность проявлена менее отчетливо. С глубиной намечается тенденция к возрастанию адуляровой составляющей в ореоле прожилков, трассирующих центральные части рудных зон. В этом же направлении происходит расширение ореолов нерудной прожилковой минерализации, обрамляющих ствольные части рудных зон. Так, в верхних горизонтах мощность суммарного ореола прожилков в лежащем и висячем боках составляет 100 м, в нижних — 200 м. Соответственно намечается и падение продуктивности промышленного орудения.

В контуре ореолов нерудной прожилковой минерализации постоянно присутствует пирит. Выделяются две разности пирита — «пропилитовый» и «рудно-метасоматический». Пропилитовый пирит, представленный равномерной тонкой вкрапленностью кубических кристаллов (сотые доли миллиметра), наиболее широко распространен на флангах месторождения за пределами развития ореолов нерудной прожилковой минерализации и зон кислотного выщелачивания (гидрослюдизации, окварцевания и т.д.). Проявление в пространстве процессов выщелачивания вмещающих пород приводит к перекристаллизации пропилитового пирита. На фоне его тонкой и сравнительно равномерной вкрапленности появляются неравномернозернистые скопления метакристаллических агрегатов кубического пирита (десятые доли миллиметра), часто пере-



полненные реликтами вмещающих пород. Пространственно ореолы с «перекристаллизованным» пропиловым пиритом совпадают с контурами ореолов кварц-кальцитовых прожилков и прослеживаются до 400 м от центральных зон месторождения. С приближением к промышленному оруденению появляются пятнистые обособления и вкрапленность зональных агрегатов пирита пентагональной формы (рудно-метасоматический пирит), часто ассоциирующих с синрудной сульфидной минерализацией. Ореолы рудно-метасоматического пирита пространственно сочетаются с ореолами кальцит-кварцевых и адуляр-кварцевых прожилков. Интенсивность развития ореолов с преобладающей ролью пропилового или рудно-метасоматического пирита, а также соотношение данных разностей пирита в пределах минералогических ореолов — один из надежных критериев, указывающих на степень приближения к оруденению по латерали и позволяющих оценивать масштаб прогнозируемого оруденения.

**Геохимические первичные ореолы** Карамкенского месторождения в предыдущие годы изучались Л.Н.Бельчанской и Д.Н.Сафроновым. Установлено, что месторождение сопровождается первичными ореолами Au, Ag, Sb, Hg, Tl, Pb, Cu, Zn, Mo, W, Sn, Bi, Mn, Co, Ni, K, Na, Li, Rb, Cs [1]. Наиболее контрастные первичные ореолы, помимо золота, образуют Ag (400) — As (40) — Sb (20) — Hg (15) — Sn, Mo, Cu, Pb, Bi, W (5—10). Элементы перечислены в порядке убывания их кларков концентраций, указанных в скобках.

Самые протяженные ореолы формируют Au, Ag, As. Так, в пределах жилы Главная их протяженность до 1500 м при ширине в среднем 500 м. В юго-западной части (в области слепого оруденения) отмечаются также высококонтрастные ореолы Hg и Sb с размерами в поперечном сечении 300—500 м. Размеры первичных ореолов Sn, Mo, Cu, Pb, Bi, Zn, W и др. в зависимости от уровня эрозийного среза могут меняться от 20—150 м в поперечнике до 150—900 м по простиранию жилы.

Помимо перечисленных элементов, рудные тела с поверхности фиксируются также вторичными ореолами рассеяния иона аммония ( $\text{NH}_4^+$ ), образующимися за счет разложения в зоне гипергенеза первичных аммонийсодержащих минералов [3]. Предполагается, что в исходных рудоносных растворах ион аммония является одним из аддентов сложных комплексных соединений, участвующих в транспортировке золота. При распаде высвободившийся ион аммония связывается со слюлистыми и полевошпатовыми минералами (в первую очередь с адуларом).

Для ореолов рудных тел характерна вертикальная геохимическая зональность, выраженная в относительном преобладании Hg, Sb, As, Au, Ag в надрудных—верхнерудных уровнях по сравнению с Mo, Cu, Pb, Zn, Bi, W, повышенные содержания которых отмечаются на нижнерудных—подрудных горизонтах рудных тел. Помимо накопления мышьяка в надрудном горизонте и меди в подрудном, наблюдается возрастание продуктивности этих элементов на нижне- и верхнерудных уровнях. Такая особенность отвечает различным минеральным формам нахождения этих элементов. В верхнерудном—надрудном пространстве медь и мышьяк присутствуют в форме блеклых руд, в нижнерудных горизонтах они концентрируются соответственно в халькопирите и арсенопирите.

Последнее обстоятельство отражено в уточненном вертикальном ряду зонального отложения (снизу вверх): Mo — W — Pb — Zn — As<sub>1</sub> — Bi — Cu<sub>1</sub> — Sn

— Ag — Cu<sub>2</sub> — Au — As<sub>2</sub> — Hg — Sb. Индексы 1 и 2 при символах элементов означают, что в зависимости от минеральных форм и ассоциаций элементы могут занимать различное положение в зональном ряду.

По программе «Ню-3» [5] был получен геохимический показатель  $v = \text{antlg}(2,68 \lg \text{Sb} - 1,43 \lg \text{Mo} - 1,25 \lg \text{Pb})$ , оптимально характеризующий зональность жилы Главная. Он имеет максимальную контрастность при минимальных среднестатистических отклонениях оценок уровней оруденения от их истинных значений. Так, под значениям  $v$  надрудные горизонты рудных жил отличаются от подрудных более чем в 1 млн раз, что отвечает условию высокой надежности выбранного геохимического показателя для оценки уровней оруденения в метрике жилы Главная [5].

Поперечная зональность рудных тел выражается сменой ассоциаций химических элементов. Фланговым частям присуща группа «низкотемпературных» элементов (Sb, Hg, As), центральной — набор элементов «среднетемпературной» ассоциации (Au, Zn, Cu, Pb). От флангов к центру рудных тел закономерно изменяется отношение Ag/Au от 3—10 (в центре) до 10—300 (реже до 1000) на флангах.

Условия формирования рассматриваемого типа месторождений благоприятны для поисков слепых и слабозеродированных объектов по их петрохимическим ореолам [1]. Метасоматические измененные породы характеризуются аномальными содержаниями K, Li, Rb, Cs, Na. Во вмещающих оруденение породах литий концентрируется в надрудной и верхнерудной частях месторождения. Калий и рубидий интенсивно накапливаются в рудной части месторождения и выносятся из подрудной. Натрий выносятся из контура измененных пород, образуя «отрицательные», т.е. пониженные по сравнению с фоном, ореолы.

Оценка масштаба коренного оруденения основана на существовании прямой зависимости между запасами объекта, его геохимическими параметрами и линейными размерами. Для объектов среднего масштаба размеры первичных ореолов в поперечном сечении составляют 500—600 м при линейной продуктивности 80—120 м·г/т, для мелкого объекта — 200—300 м с продуктивностью 40—60 м·г/т.

Прямая зависимость между линейной продуктивностью золота и иона аммония [3] позволяет оценивать прогнозные ресурсы золота через рассчитанное уравнение регрессии  $M_{\text{Au}} = \text{antlg}(2,12 \lg M_{\text{NH}_4^+} - 9,39)$ . Продолжение исследований в данном направлении с набором дополнительного статистического материала может принести значительный эффект при разработке методов экспрессной оценки прогнозных ресурсов вновь выявляемых золото-серебряных аномальных объектов. При этом становится возможной оценка непосредственно в полевых условиях (по данным ионо-потенциометрии) еще до поступления результатов спектрального, химического и других видов анализов.

На основании полученных минералого-геохимических данных составлена поисковая модель Карамкенского месторождения. В методическом отношении при составлении модели обычно привлекаются те индикаторы, которые закономерно изменяются в пределах околорудного пространства и достаточно уверенно привязаны к определенным его частям [7]. Так, из числа околорудных метасоматических параметров наибольший интерес представляют зоны ла-



## 1. Критерии приближения к рудной зоне по латерали

| Виды ореолов                 | Критерии                                                                     | Зоны минералого-геохимического ореола |                               |
|------------------------------|------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------|-------------------------------|
|                              |                                                                              | внешняя                               | центральная                   |
| Околорудные метасоматические | Показатель сплошности ореола светлых слюд, %                                 | 50—70                                 | 70—100                        |
|                              | Интенсивность развития слюд в ореоле, % от объема пород                      | Преобладают значения менее 15         | Преобладают значения более 30 |
|                              | Средневзвешенное ореольное содержание по профилю, % на 1 м                   | 5—10                                  | 30—50                         |
|                              | Метасоматические адуляр-кварцевые новообразования                            | Не характерны                         | Характерны                    |
| Минералогические             | Показатель сплошности ореола прожилковой минерализации, %                    | 40—60                                 | Более 70                      |
|                              | Интенсивность развития прожилков внутри ореола, %                            | Около 10                              | 40—50                         |
|                              | Относительная роль ореола адуляр-кварцевых прожилков, % от суммарного ореола | Около 10                              | 50—70                         |
|                              | Отношение пропилитового пирита к синрудному                                  | 1 : 1                                 | 1 : 2                         |
| Геохимические                | Показатель сплошности ореола золота, %                                       | 30—60                                 | 80—100                        |
|                              | Средневзвешенное ореольное содержание Au, г/т на 1 м                         | 0,05—0,1                              | 0,2—1                         |
|                              | Ведущая ассоциация элементов (по кларкам концентрации)                       | Hg, Sb, As, Ag, Au                    | Au, Cu, Pb, Zn, Ag            |
|                              | Au/Ag                                                                        | 1/(10—300)                            | 1/(3—10)                      |

теральных и вертикальных метасоматических колон с количественной оценкой объема новообразований в каждой зоне или смена типа метасоматитов в зависимости от уровня оруденения. В минералогических ореолах важную роль играют нерудные прожилковые скопления (кварцевые, адуляровые, карбонатные и т.д.), закономерно изменяющие состав и интенсивность развития по мере приближения к рудным залежам. Используется также изменчивость отдельных типоморфных свойств рудной и нерудной ореольной минерализации [2], а в ряде случаев — особенности состава и зонального распределения рудообразующих минеральных ассоциаций. При модельных построениях широко применяется комплекс геохимических показателей, ориентированных на получение количественных характерис-

тик зональности и других параметров первичных ореолов.

В модельных построениях составлена серия таблиц, в которых суммированы поисковые критерии, ориентированные на решение задач определения направлений приближения к рудным объектам по латерали, вертикали, а также оценки их масштаба (табл. 1—3).

Практическая значимость поисковых минералого-геохимических моделей месторождений и рудных тел определяется возможностью их использования для интерпретации и оценки геохимических аномалий, выявляемых при геохимических поисках масштаба 1:10 000 и крупнее. Они позволяют локализовать поиски на наиболее перспективных площадях с последующим укрупнением масштаба работ и целенаправленным вскрытием аномалий горными выра-

## 2. Критерии оценки уровней эрозионного среза и рудного подсечения на глубине

| Виды ореолов                 | Критерии                                                                                                   | Подрудный                                         | Нижнерудный                                            | Верхнерудный                         | Надрудный                                 |
|------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------------------|
| Околорудные метасоматические | Ведущий тип метасоматитов                                                                                  | Серицит-кварцевый                                 | Адуляр-гидрослюдисто-кварцевый                         | Адуляр-гидрослюдисто-кварцевый       | Каолинит-кварцевый (с алунином, ярозитом) |
|                              | Типоморфизм светлых слюд                                                                                   | $\alpha J=10,0—10,2 \text{ Å}$<br>2M <sub>1</sub> | $\alpha J=10,05—10,5 \text{ Å}$<br>2M <sub>1</sub> +1M | $\alpha J=10,3—10,8 \text{ Å}$<br>1M | $\alpha J=10,6—11 \text{ Å}$              |
|                              | Обрамляющие образования                                                                                    | Эпидот-хлоритовые пропилиты                       | Альбит-хлоритовые и эпидот-хлоритовые пропилиты        | Альбит-хлоритовые пропилиты          | Альбит-хлоритовые пропилиты               |
| Минералогические             | Размеры ореола прожилков кварц+адуляр в поперечных сечениях                                                | Менее 20                                          | Более 200                                              | Менее 100                            | Менее 100                                 |
|                              | Концентрация прожилков кварц+адуляр внутри ореола, %                                                       | 20—50                                             | 50—80                                                  | Более 80                             | Более 80                                  |
|                              | Отношение кварца к адуляру в составе ореола                                                                | 1 : 1                                             | 1 : 1-2                                                | 2 : 1                                | 2 : 1                                     |
|                              | Отношение объемов ореолов кварц+адуляр и кварц+кальцит                                                     | 1 : 2                                             | 1 : 1                                                  | 1 : 2                                | 1 : 2                                     |
|                              | Относительная роль ореолов пентагонального пирита в объеме ореольного пространства, %                      | Менее 10                                          | 10—50                                                  | Менее 10                             | Менее 10                                  |
| Геохимические                | Показатель зональности<br>$v = \text{antlg}(2,68 \lg \text{Sb} - 1,43 \lg \text{Mo} - 1,25 \lg \text{Pb})$ | Менее 0,1n                                        | 0,1n — 100n                                            | 100n — 10 000n                       | Более 10 000n                             |



### 3. Критерии оценки масштаба коренного оруденения

| Виды ореолов                 | Критерии                                                                   | Масштаб     |          | Рудопроявление              |
|------------------------------|----------------------------------------------------------------------------|-------------|----------|-----------------------------|
|                              |                                                                            | средний     | мелкий   |                             |
| Околорудные метасоматические | Размер ореола в поперечном сечении, км                                     | 0,5—1       | 0,1—0,5  | < 0,1                       |
|                              | Средневзвешенное ореольное содержание слюды в поперечном сечении, % на 1 м | > 10        | 5—10     | < 5                         |
|                              | Линейная продуктивность по слюдам, %                                       | 5000—10 000 | 500—5000 | < 500                       |
|                              | Показатель интенсивности метасоматоза                                      | > 0,2       | 0,1—0,2  | < 0,1                       |
| Минералогические             | Размер ореола (кварц+адуляр) в поперечном сечении, м                       | 50—100      | Менее 10 | Соответствует мощности жилы |
|                              | Соотношение размеров ореолов (кварц+адуляр):(кварц+кальцит)                | 1 : 1       | 1 : 3    | —                           |
|                              | Соотношение размеров ореолов пропилитового и синрудного пирита             | 2 : 1       | 5 : 1    | 10 : 1                      |
| Геохимические                | Линейный размер ореола золота, км                                          | 0,8—1,0     | 0,4—0,5  | < 0,1                       |
|                              | Линейная продуктивность золота, м-г/т                                      | 80—120      | 40—60    | < 20                        |
|                              | Линейная продуктивность иона аммония, м/мг/л                               | 800—1000    | 300—400  | < 100                       |

ботками и скважинами. Преимущества, вытекающие из изучения околорудных метасоматических, минералогических и геохимических ореолов, заключаются в получении независимых оценок и повышении их достоверности за счет суммирования «поисковых вкладов» отдельных параметров [8].

Представленный вариант поисковой минералогическо-геохимической модели золото-адуляр-кварцевого оруденения позволил наметить новые перспективные участки для обнаружения промышленных рудных тел.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григорян С.В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений. — М.: Недра, 1987.
2. Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Исакович И.З. Минералогические исследования околорудных ореолов. — М.: Недра, 1987.
3. Милев С.А., Чекваидзе В.Б., Демешко А.А., Лапчинская Л.В. Поиски золоторудных месторождений по вторичным ореолам рассеяния аммония // Разведка и охрана недр. 1992. № 2. С. 8—10.
4. Некрасова А.Н. Минералогия Карамкенского месторождения // Геология рудных месторождений. 1971. № 3. С. 28—39.
5. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / А.П.Соловов, А.Я.Архипов, В.А.Бугров и др. — М.: Недра, 1990.
6. Фогельман Н.А., Константинов М.М., Курбанов Н.К. Принципы систематики золоторудных месторождений для прогноза и поисков // Отечественная геология. 1995. № 3. С. 31—41.
7. Чекваидзе В.Б. Поисковая минералогическо-геохимическая модель штокерского золото-сульфидно-кварцевого оруденения // Советская геология. 1987. № 1. С. 121—126.
8. Чекваидзе В.Б., Милев С.А., Исакович И.З. Комплексная минералогическо-геохимическая методика поисков золоторудных месторождений // Руды и металлы. 1995. № 2. С. 39—50.

УДК 548.5;548.571

© Д.И.Кринов, 1997

### Взаимодействия и организация вещества в системе кристалл — среда — примесь как фактор, определяющий генетическую информативность минерала

Д.И.КРИНОВ (ИГЕМ РАН)

**Механизмы и случаи роста кристаллов, рост кристаллов и метакристаллов.** При рассмотрении роста кристаллов и метакристаллов следует учитывать особенности «частично открытых» природных систем, в которых активное воздействие оказывает среда [7]. В данном случае рассматриваются системы с активными элементами (ранее образованными кристаллическими субстанциями) и в значительно большей степени разобщенно гетерогенные системы, в которых число действующих компонентов значительно превышает таковое при проведении искусственных опытов по росту кристаллов.

Механизмы роста «истинных» кристаллов, а не метакристаллов в большинстве случаев представляются вполне определенными: для растворов и расплавов преобладающим является нормальный механизм (рост граней происходит путем их трансляции параллельно кристаллографическим направлениям). В результате исследований природных кристаллов для некоторых объектов [5, 6, 11] отмечаются случаи

как нормального, так и тангенциального механизмов при образовании природных кристаллов. Большинство объектов исследований как для природных, так и искусственных сред, представляют собой образования, так или иначе связанные с действием растворов.

Рост метакристаллов происходит либо в системах без привноса образующихся веществ (перекристаллизация), либо в системах растворов, осуществляющих привнос и вынос веществ ранее образованных и образующихся парагенезисов минералов. По этой причине необходимо ограничиться условно «гидротермальными» и «гидротермально-метасоматическими системами».

Рост метакристаллов отличается по природе твердофазной квазиизотропной среды с развитием своеобразных процессов. Отличия условий образования метакристаллов — причина разделения процессов по механизмам роста: тангенциальному, нормальному, комбинированному и смешанному. Комбинирован-



ный механизм подразумевает одновременное развитие как нормального, так и тангенциального механизмов роста. Под смешанным следует понимать чередующиеся этапы развития кристалла как системы с частой сменой отдельных механизмов (например, метакристаллы рамзаита, которые развиваются с образованием скоплений зерен альбита на фронте кристаллизации с последующим захватом пойкилобластов, при котором происходит смена тангенциального на нормальный механизм с изменением ориентации ростовой поверхности относительно кристаллической структуры) [5 и др.].

Механизм роста (в совокупности с химизмом среды) определяет ориентировку «активной поверхности». Ретикулярную плотность определяют ее восприимчивость к параметрам среды (заведомо, а priori, данная ориентировка наиболее энергетически выгодная для конкретных неравновесных, естественно, условий) и характер взаимодействия с примесями. Наиболее плотные решетки (направления, грани) сильнее отталкивают как химические, так и твердофазные примеси и наоборот (А.А.Чернов, 1968). В некоторых случаях возможно неправильное определение как ретикулярных плотностей сеток, так и поглощения примесей кристаллами, т.к. их огранка не соответствует ориентировке активной поверхности роста.

**Кристаллизационный дворик. Процессы в системе.** Стабильная среда — зона перехода — стабильный кристалл. Процессы, происходящие в зоне активного влияния развивающегося индивида (кристаллизационный дворик), можно разделить на три основные группы по принадлежности к пространственным зонам кристаллизационного дворика: зона «стабильного кристалла», «переходная зона», зона «стабильной среды».

Под «стабильным кристаллом» следует понимать матрицу, обладающую свойствами кристаллического вещества. Учитывая влияние температурных и других факторов, такое выделение «стабильности» можно считать относительным.

Под «стабильной средой» следует понимать часть системы кристаллогенеза, на которую не оказывает воздействия данный индивид. В случае природного образования необходимо учитывать влияние всех окружающих кристаллов (как данного вида, т.е. развивающихся в настоящий момент индивидов данной химической соединения, так и индивидов другой природы, также развивающихся в данный момент, а кроме этого, ранее образованные индивиды той или иной природы). Таким образом, мы должны рассматривать мультивариантную систему, в которой выделение «стабильной среды» проблематично и условно. Возможность подобного абстрагирования обусловлено необходимостью моделирования отдельного индивида, что имеет место в частных случаях в природных системах (например, отдельные кристаллы или метакристаллы в условно пассивной обстановке).

«Переходная зона» включает богатейшую по своим качествам и вариантам развития зону, разделяющую крайние составляющие системы кристаллогенеза, рассмотренные выше.

Выводы, сделанные Р.В.Галиулиным о процессах, связанных с изменениями в кристаллической структуре при кристаллизации (внутри «стабильного кристалла») по мере перехода из стадии протоминерала в «эпиминерал», говорят о временной составляющей в этих процессах. На стадии «протоминерала»

происходят процессы зарождения и образования структуры и материи, которая в последствии при «обычных условиях» воспринимается нами как «минерал».

В процессе реального образования кристаллического вещества (кристаллов и метакристаллов) трудно выделить главенствующие факторы, определяющие особенности минералообразования во всех вариантах геологических обстановок.

При рассмотрении процессов реального минералогенеза, необходимо учитывать особенности преобразования минералов на различных эволюционных ступенях.

Пример выделения этапов эволюции минерального индивида «колонок» онтогении Д.П.Григорьевым (слева) и нами (справа) приведены ниже.

|                |                        |                           |
|----------------|------------------------|---------------------------|
| Зарождение     | Образование кластера   | «Протоминеральная» стадия |
|                | Образование дворика    |                           |
|                | Зарождение индивида    |                           |
| Образование    | Рост индивида          | «Минеральная» стадия      |
|                | Трансформация дворика  |                           |
|                | (Фиксация индивида)    |                           |
| Преобразование | Трансформация дворика  | «Эпиминеральная» стадия   |
|                | Трансформация индивида |                           |
| Разрушение     | (Разрушение индивида)  |                           |

**Протоминерал** — обособление вещества, имеющего общий химический состав, но не обязательно структурные характеристики (параметры) конечного минерала, являющееся материалом для образования минерала (как пример протоминерала можно привести гель кремнезема, из которого образуются кристаллы кварца и (или) натечки халцедона). Подобную метастабильную фазу, за редким исключением в природе мы не наблюдаем, а при искусственном синтезе кристаллов не наблюдаем практически никогда. Остается спорным вопрос отнесения к минеральному виду некоего вещества при определенных температуре и давлении, при которых как таковых еще нет сформированных структуры и ряда признаков, присущих субстанции, называемой минерал. В принципе, на данный момент нет вообще формулировки понятия минерал, которая выдерживает какую-либо существенную критику.

**Минерал** — обособление вещества, получившееся в результате преобразования протоминерала (протоминеральной массы). Дефекты и примеси любого рода в минерале распределены так же, как и в момент его образования. Необходимо отметить эмпирические зависимости распределения примесей в кристаллах минералов от наличия или отсутствия значительного прогрева образца при изготовлении из него препарата. Так, например, при прогреве во время цементации шлифов, содержащих пирит, практически во всех случаях происходит изменение



распределения (из зонально-секториальной до практически изотропной) микропримесей ртути, селена, теллура и в некоторой степени мышьяка. Локальность и недолговременность такого процесса очевидны, что позволяет предположить отсутствие в некоторых случаях наложенных процессов.

*Эпиминерал* — подавляющее большинство природных минералов, которые претерпели некоторые изменения в процессе эволюции (гомогенизация зональности у сульфидов, «вымывание» некоторых примесей и пр.).

*Протоминеральная стадия* — состояние вещества минерала, относительно близкое к равновесному в системе. При этом некоторые параметры среды кристаллогенеза (минералогенеза) одинаковы как для растущего индивида, так и для самой среды (например, температура и давление). При этих условиях происходят процессы, связанные непосредственно с ростом индивида. Моделирование подобных процессов в упрощенном виде можно свести к моделированию дворика кристаллизации.

Различные стадии эволюции минерального индивида, парагенезиса и системы могут в значительной степени разделяться по времени, а также различные части минерального индивида или агрегата могут находиться на различных стадиях развития. Например, внешняя часть образующегося индивида может находиться на протоминеральной стадии, в то время как внутренняя часть — в минеральной. Вопрос о соотношении размеров внутренней и внешней частей индивида или агрегата на данный момент остается дискуссионным.

В общем случае геологические объекты (рудные или иные) являются результатом поэтапного транспонирования определенных геохимических матриц, которые, претерпевая различного рода преобразования и(или) переотложения, образуют системы, включающие многочисленные минеральные индивиды и их агрегаты. Транспонирование матриц происходит при наложении множества разнообразных процессов. Основная проблема при моделировании таких процессов, заключается в визуализации создаваемой модели и поэтапного ее изменения. Некорректно предполагать образование того или иного минерального индивида и т.д. в результате дискретного геологического процесса, отторженного от предыдущих и последующих процессов.

Резюмируя анализ экспериментов подобного рода, можно вывести несколько факторов, не учитываемых при моделировании:

влияние ассоциаций ранее образованных минералов как природных подложек;

влияние сокристаллизующихся фаз;

влияние многоуровневой гетерогенности среды реального минералогенеза;

влияние временного фактора на различных стадиях реальных геологических процессов (проведение экспериментов по росту кристаллов и сопутствующее им моделирование, включающее расчеты скоростей роста, диффузии и многих других параметров, основано на протекании процессов в «человеческом», а не геологическом времени). Понимание неприятия подобных допущений может повлиять на выводы.

**Элементы-примеси.** Одним из слабо изученных вопросов роста кристаллов (подобная задача не ставилась) является сложная многофакторная роль примесей. Рассматриваемые в литературе аспекты воздействия примесей на рост кристаллов однобоки и

не соотносятся с задачами реконструкции реального минералообразования. Комплексное действие химических и физических примесей создает определенные сложности. Предположение о действии некоторых примесей, не входящих в кристалл, как на рост этих кристаллов, так и на вхождение в них других примесей (см. ниже) кажется реальным, однако часть компонентов утрачивается в процессе эволюции системы, что делает практически любое подобное предположение неоднозначным.

В процессе реального минералогенеза происходит многократное сложное изменение локальных параметров системы.

По характеру воздействия примеси можно разделить на две группы: существующие самостоятельно; образующиеся в результате процессов в системе (как частный случай можно рассматривать примеси, образующиеся в локальных зонах — кристаллизационных двориках).

Для детального рассмотрения подобных систем необходимо выделить несколько «зон» систем минералообразования, имеющих различные природу и параметры. На рис. 1 показана примерная безразмерная схема расположения этих зон. Зоны А и А' являются зонами кристаллического дворика и роста кристалла с относительно высокими коэффициентами диффузии. Зоны С и С' — соответственно зонами стабильных кристалла и среды. Зоны В соответствуют переходным зонам. Примеси разного рода в таких зонах подвержены различным изменениям (преобразованиям) и играют различную роль (преобразуют систему). Реальные системы не могут быть «замкнутыми» и считаются «условно (или частично) замкнутыми».

Как указывалось выше, механизм роста кристалла определяет ориентировку «активной поверхности», образующей грань простой формы (кристалла). Следовательно, механизм роста зависит от параметров среды. На эти взаимодействия накладываются процессы, связанные с тем или иным воздействием химизма среды (например, «отравление» граней или ступеней роста и т.д.). В случае метакристаллов, например, чрезмерное накопление механических примесей на фронте роста представляется постоянным с некоторыми исключениями. В определенных случаях [7] рост метакристалла сопровождается растворением окружающего субстрата с последующим переотложением растворенного вещества (или его части) в виде пойкилобластов. Также возможны случаи с практически полным выносом растворенного вещества из зоны роста. При этом могут возникать такие образования, как «тени давления», оторочки из других минералов и т.д.

Химические примеси могут играть различные роли при росте природных кристаллов. В приведенной схеме показаны возможные варианты взаимодействий, число сочетаний (с вытекающими из них последствиями) очень велико. Для рассмотрения этих процессов (очевидно, отличающихся от стерильных опытов по искусственному выращиванию минералов) необходимо абстрагироваться от некоторых параметров природных систем (однако с обязательным последующим их рассмотрением). Иначе создание простейшей модели будет занимать огромное пространство и потеряет «читабельность». Среди факторов, которые в первом приближении могут быть отодвинуты на второй план, следует указать влияние сосуществующих ранее образованных ми-



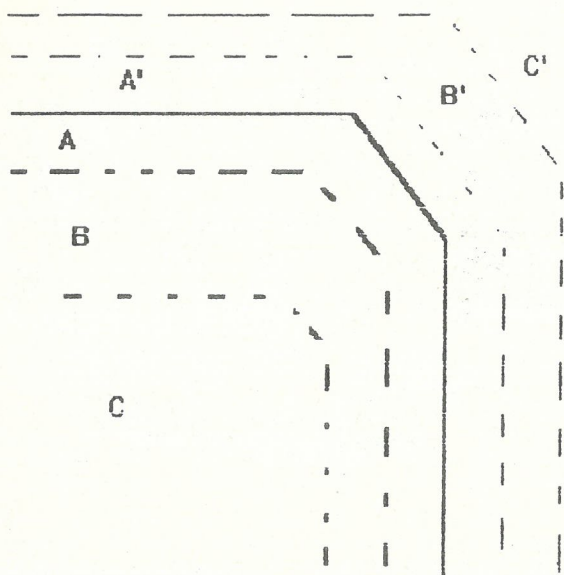


Рис. 1. Строение кристаллизационного дворика развивающегося индивида с несколькими простыми формами

нералов, возможность одновременного образования нескольких минеральных фаз и т.д.

Изначально габитус кристалла определяется параметрами среды (энергетическая емкость габитуса в сочетании с объемом кристалла должны соответствовать минимуму свободной энергии в дискретный момент процесса). При изучении подобных вопросов большинство исследователей не рассматривали как важный фактор ретикулярные плотности сеток образуемых простых форм.

Рост кристаллов исследовался по многим направлениям науки и техники (технологии). В этих работах (применительно к вопросу) рассматривались (без сравнения и обобщения накопленного материала) аспекты кристаллизации «веществ» в присутствии примесей с различными параметрами (изредка изменяющимися) среды. При этом указывалось на два направления воздействия примесей на растущие индивиды:

примесь присутствует в среде, оказывает влияние (не оказывает влияния) на кристаллизацию (габитус) и входит в структуру кристаллизующегося соединения (в виде структурной примеси);

примесь влияет (не влияет) на кристаллизацию и не входит в структуру соединения.

С одной стороны, примесь может оказывать влияние на кристаллизацию с вхождением или без вхождения в структуру. С другой, по данным некоторых исследователей, габитус кристалла оказывает влияние на поглощение или очищение кристалла от примесей.

Рассмотрение комбинации указанных проблем не проводилось (рассмотрение совокупности взаимодействия системы примесь—габитус—примесь). С нашей точки зрения, возможно несколько вариантов подобных взаимодействий:

примесь оказывает влияние (посредством своего присутствия) на кристаллизацию вещества (габитус);

примесь оказывает воздействие на изменение габитуса посредством образования комплексов с другими примесями или основными компонентами вещества в среде кристаллизации (буферирование);

примесь не оказывает непосредственного воздействия на кристаллизацию и не входит в структуру, но воздействует на другие элементы системы. Иными

словами, примесь, не входящая в минерал, но присутствующая в среде, делает неактивными другие примеси, в связи с чем возможно несколько вариантов последствий:

не изменяется габитус кристалла;

в кристалл, «предрасположенный» к поглощению примесей, последние не могут войти;

примесь оказывает влияние на кристаллизацию (входя или не входя в структуру), что сопровождается таким изменением габитуса, которое влечет за собой отталкивание отдельных примесей. Иначе говоря, присутствие определенных элементов в системе не всегда отражается на исследуемом минерале;

при габитусе кристалла, предполагающем активный захват примесей, последнего не происходит по причине роста кристалла слоями с иной ориентировкой (например, отсутствие примесей в «псевдокубических» метакристаллах из березитов, растущих микрогранями пентагондодекаэдра);

при росте кристалла происходит резко селективное накопление примесей гранями определенных простых форм. «Сбросовый» характер захвата примесей, указываемый во множестве работ, весьма относителен, т.к. величина цикла (по количеству отложившегося материала и времени протекания процесса) может быть различна. Кроме того, «периферийные» зоны кристаллов часто бывают чистыми от примесей, что может являться признаком дополнительного, более позднего дорастания, а не отсутствия примесей [6].

Дальнейшее рассмотрение вопросов, касающихся затронутой темы, может быть долгим, т.к. множество аспектов даже «лабораторной» кристаллизации комплексно не изучалось и не обобщалось.

**Взаимодействие растущего индивида и примесей.** Сложность и многовариантность подобных процессов, ранее не рассматривавшиеся, определили задачи теоретического обоснования. Проблему можно разделить на две части: рассмотрение взаимодействия растущего индивида а priori с примесями (таблица); комбинационное воздействие примесей на растущий индивид.

Очевидно предположить, что из возможных взаимодействий, принимая возможным как минимум два положения (да/нет или 1/0) вариантов присутствия примесей, возможно огромное число вариантов систем, в которых выделяется несколько «крайних» случаев:

примесь, «интересующая» исследователя (например, As, Co, Ni в пиритах), присутствует в системе и входит в изучаемый индивид;

примесь присутствует в системе, но не входит по причине определенных параметров среды (комплексобразование);

примесь присутствует в системе, но не входит по причине роста индивида плотнейшими ростовыми формами;

параметры среды определяют один габитус, примеси его изменяют.

Как видно из приведенных примеров, вполне вероятно предположить, что в ряде случаев в природных системах кристаллогенеза могут складываться определенные ситуации, в которых результат можно интерпретировать неоднозначно. Данная неоднозначность должна быть указанной и осмысленной с разных точек зрения.

**Самоорганизация вещества в кристаллизационном дворике (практический аспект применения в минералогии).** Одним из первых объектов изучения самоорганизации (синергетики) являлись растущие крис-



основное внимание уделено изучению морфологических особенностей кристаллов алмаза, подвергшихся поверхностной графитизации при окислении в условиях низкого парциального давления кислорода в присутствии силикатного расплава.

**Методика эксперимента.** Эксперименты проводили как при атмосферном, так и высоком давлении, но в области термодинамической стабильности графита. В первом случае использовали трубчатую электропечь СУОЛ. Методика описана в работах [4, 5], но в отличие от них опыты проведены в молибденовых ампулах (не герметичных), помещаемых в алуновое стекло с притертой крышкой. Между молибденовой ампулой и стаканчиком насыпали порошки буферных смесей: гематит-магнетит (НМ) и никель-бунзенит (NNO). Контроль компонентов в буферах осуществляли по магнитным свойствам, цвету черты и рентгенографически на дифрактометре ДРОН-3.0.

Температуру измеряли Pt-Pt/Rh10 термопарой, подведенной под дно алунового стаканчика и откалиброванной по плавлению Ag, Au. Точность измерения температуры  $\pm 3^\circ\text{C}$ . Образцы вводили в рабочую зону электропечи после выхода установки на заданную температуру, охлаждение осуществляли закалкой. Эксперименты проведены при  $1130^\circ\text{C}$ .

Экспериментальная часть работы по изучению травления кристаллов алмаза при высоких  $P$ - $T$ -параметрах выполнена на многопуансонном аппарате высокого давления типа «разрезная сфера» с твердофазной ячейкой на основе тугоплавких оксидов [5, 7]. Температуру измеряли Pt/Rh6-Pt/Rh30 термопарой с точностью  $\pm 20^\circ\text{C}$ . Давление определяли по фазовым переходам в Bi и PbSe. В отличие от экспериментов, описанных в работе [5], опыты осуществляли в герметичных платиновых ампулах. Условия экспериментов: давление 2,5–3 ГПа и температура 1250–1450  $^\circ\text{C}$ , продолжительность от 30 мин до нескольких часов.

В качестве травителя алмаза применяли природное стекло щелочного базальта следующего состава (в %):  $\text{SiO}_2$  — 47;  $\text{TiO}_2$  — 2,20;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 16,3;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 3,79;  $\text{FeO}$  — 8,12;  $\text{MnO}$  — 0,15;  $\text{CaO}$  — 6,4;  $\text{MgO}$  — 4,55;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 5,69;  $\text{K}_2\text{O}$  — 5. В некоторых экспериментах при высоком давлении в силикатную шихту (массой до 100 мг) добавляли дистиллированную воду.

Для исследования использовали хорошо ограненные, бесцветные кристаллы октаэдрического габитуса без видимых включений и трещин массой 8–12 мг.

Кристаллы алмаза и навески базальтового порошка взвешивали с точностью  $\pm 0,01$  мг. Оптическое изучение проводили с помощью микроскопов МБС-10 и МБИ-15. Использовали также электронный сканирующий микроскоп JSM-35.

После экспериментов силикатное стекло растворяли в  $\text{HF}$ , затем кристаллы промывали в  $\text{HCl}$ . Для удаления графита алмазы обрабатывали окислительной смесью, состоящей из  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$  и  $\text{H}_2\text{SO}_4$ .

**Результаты исследования.** При атмосферном давлении кристаллы алмаза травил последовательно (таблица). Общая продолжительность опытов в условиях буфера НМ составила 3,5 ч (кристалл 7П), в условиях буфера NNO — 2,5 ч (кристалл 6П). В результате алмазы потеряли соответственно 17,44 и 12,3 % исходной массы. В обоих случаях морфогенез алмазов во многом идентичен, процесс травления сопровождался поверхностной графитизацией, т.е. на кристаллах появлялась пленка аморфизованного

графита, как и при травлении алмазов в условиях буфера ССО [4].

В начале процесса на октаэдрических гранях образовывались плоскодонные или пирамидальные с усеченной вершиной треугольные углубления в отрицательной ориентации относительно контуров граней, но в условиях буфера НМ образование тригонов проходило более интенсивно. Почти одновременно с ямкообразованием на поверхности кристаллов в виде отдельных пятен появлялся графит, особенно в присутствии буфера NNO. Возникшая пленка неалмазного углерода сначала была настолько тонкой, что через нее хорошо различались фигуры травления. Постепенно пленка «разрасталась» вплоть до покрытия всей поверхности алмазов, увеличивалась ее толщина. Одновременно контуры скульптур травления искажались, что выражалось в округлении углов и потере линейности сторон треугольных углублений.

В итоге травления октаэдрических граней появились макроскопически относительно ровные поверхности, но микроскопически сильно шероховатые, причем основная форма рельефа — мелкие углубления, большинство из которых имеют размеры 2–6 мкм (рис. 1, в). После удаления графита стало видно, что кристаллы сильно и равномерно матированы, прозрачность потеряна. Матировка настолько тонкая, что грани приобрели шелковистый блеск. При большом увеличении обнаруживается что плоскодонность и треугольные или шестиугольные очертания ямок травления (см. рис. 1, з) частично сохранились. В условиях буфера NNO контуры углублений имели преимущественно неправильную форму.

Наиболее интересным результатом исследования стало то, что кристаллы в основном сохранили исходный октаэдрический габитус (см. рис. 1, а, д), несмотря на значительную потерю первоначальной массы. Искривление морфологии проявилось в незначительном сглаживании ребер, вершин, ступеней на гранях (см. рис. 1, е). На некоторых участках ребра оставались острыми, но потеряли прямолинейность (см. рис. 1, б).

Графит на алмазах появлялся не только в виде пленки (корочки), но и друзовых агрегатов мелких пластинчатых кристаллов на отдельных участках граней.

При высоких  $P$ - $T$  параметрах в каждом эксперименте использовали новые кристаллы. Опыты проводили без контроля окислительно-восстановитель-

Условия и результаты экспериментов по травлению кристаллов при парциальном давлении кислорода на уровне буферов НМ и NNO и температуре  $1130^\circ\text{C}$

| Время, ч    | Масса базальта, мг | Масса кристаллов, мг              |       |
|-------------|--------------------|-----------------------------------|-------|
|             |                    | до                                | после |
|             |                    | растворения в окислительной смеси |       |
| Кристалл 7П |                    |                                   |       |
| 0,5         | 225,05             | 11,11                             | 11    |
| 1           | 200,05             | 10,66                             | 10,61 |
| 1           | 200,24             | 9,99                              | 9,84  |
| 1           | 200,19             | 9,52                              | 9,47  |
| Кристалл 6П |                    |                                   |       |
| 0,5         | 190,47             | 8,58                              | 8,48  |
| 1           | 201,53             | 8,09                              | 8,04  |
| 1           | 201,66             | 7,68                              | 7,64  |



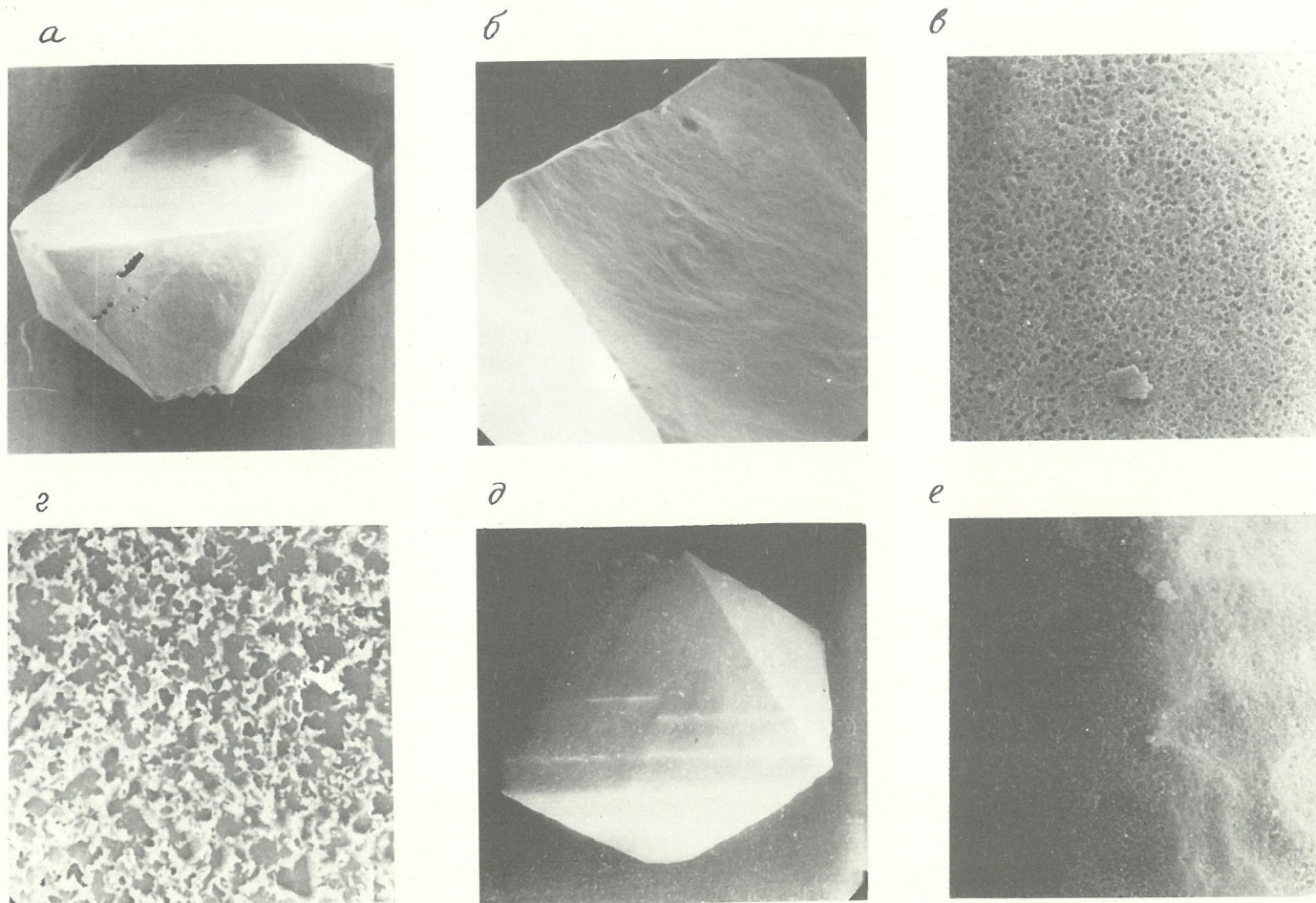


Рис. 1. Кристаллы алмаза, испытавшие поверхностную графитизацию при травлении в силикатном расплаве при давлении  $10^2$  кПа и температуре  $1130^\circ\text{C}$  в условиях буферов НМ (кристалл 7II) и NNO (кристалл 6II):

а — общий вид кристалла 7II после 3,5 ч травления,  $\times 20$ ; фрагменты граней; б —  $\times 63$ , в —  $\times 200$ , г —  $\times 2000$ ; д — общий вид кристалла 6II после 2,5 ч травления,  $\times 20$ ; е — фрагмент грани со ступенькой,  $\times 330$

ных условий по буферной методике. Однако специальное исследование флюидного режима в экспериментах посредством метода хроматографического анализа ампул и образцов силикатного стекла по методике, приведенной в работе [2], позволили установить, что уже в опытах продолжительностью 1 ч устанавливаются окислительно-восстановительные условия на уровне буфера ССО. Это происходило вследствие изначально высокого содержания углерода в виде алмаза (около 10 %) по отношению к силикатной части образцов, поэтому присутствие алмаза контролировало окислительно-восстановительный потенциал в экспериментах.

Установлено, что в этих условиях имеет место поверхностная графитизация алмазов. Характер данного явления и его влияние на морфологию октаэдрических кристаллов алмаза аналогичны результатам, полученным при атмосферном давлении. Появление графита зафиксировано как в виде пленки (корочки), так и друзовых агрегатов на поверхности алмазов (рис. 2, а). Поверхностная графитизация завершала процесс, поскольку накладывалась на скульптуры травления, образовавшиеся в более окислительных условиях начальных стадий экспериментов, когда на октаэдрических гранях формировались отрицательные тригоны и слои травления: тригональные в «сухом» расплаве и дитригональные в присутствии воды. Пленка графита сначала появлялась пятнами и только при развитии процесса пол-

ностью покрывала кристаллы. Поверхность алмазов после удаления графита была сильно и равномерно матированной, вследствие чего кристаллы теряли прозрачность и приобретали шелковистый блеск, обусловленный, вероятно, тем, что элементы поверхностей травления имели близкие линейные размеры без больших колебаний по глубине (см. рис. 2, в). При поверхностной графитизации кристаллы, как и при атмосферном давлении, сохраняли исходный габитус (см. рис. 2, б, потеря массы 9,6 %).

Кроме того, на алмазах были обнаружены округлые плоские выделения графита (см. рис. 2, г), состоящие из мелких пластинчатых кристаллов (см. рис. 2, д). При появлении графита доступ травителя к этому участку поверхности алмаза прекращался, вследствие чего на ней образовывались плоские бугорки округлой или более сложной формы (см. рис. 2, е), которые являются «отпечатками» пластинок графита. Вероятно, по такому механизму могли формироваться сильно кавернозные поверхности алмазов при травлении в силикатном расплаве в условиях буфера ССО [5].

По литературным данным, объемная графитизация алмазов при низких давлениях происходит при температуре выше  $1600^\circ\text{C}$  [6, 10]. Поверхностная графитизация — каталитический процесс и возможна уже при  $500\text{--}600^\circ\text{C}$  [9]. Появление графита на поверхности алмазов зависит от скорости окисления последних и определяется парциальным давлением



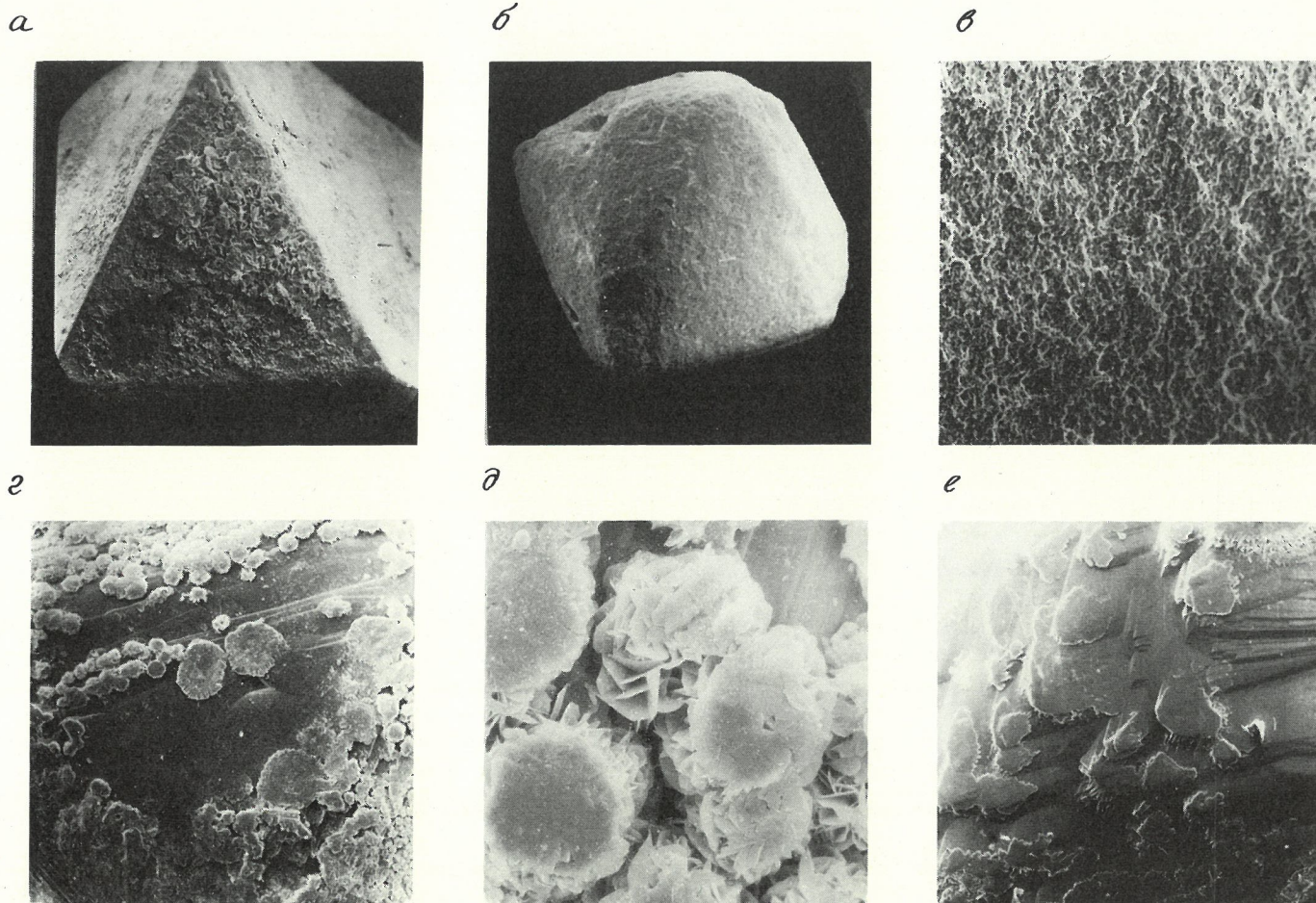


Рис. 2. Кристаллы алмаза, испытавшие поверхностную графитизацию при травлении в силикатном расплаве при высоких температурах и давлениях:

а — корочка графита на алмазе,  $\times 40$ ; б — общий вид кристалла алмаза, потерявшего 9,6 % исходной массы при травлении и графитизации,  $\times 20$ ; в — фрагмент грани,  $\times 200$ ; г — округлые выделения графита на поверхности алмаза,  $\times 40$ ; д — строение выделений графита,  $\times 120$

кислорода. По данным работы [11], процесс окисления алмаза в восстановительных условиях состоит из трех стадий: прямого окисления алмаза до  $\text{CO}_2$  и  $\text{CO}$ , поверхностной графитизации и окисления образующейся пленки графита. Чем меньше парциальное давление кислорода, тем больше вероятность появления графитовой пленки. Если процесс лимитируется скоростью ее окисления, то толщина пленки постоянно увеличивается.

Возможно ли явление поверхностной графитизации в реальных условиях формирования коренных месторождений алмазов? По современным представлениям, фугитивность кислорода в кимберлитах, определенная методом электрохимических ячеек, находилась на уровне буфера кварц—фаялит—магнетит [8], что ниже буфера НМ и близко буферу  $\text{NNO}$ . Поверхностная графитизация алмазов в кимберлитах могла, по-видимому, иметь место в  $P$ - $T$  условиях, соответствовавших области термодинамической стабильности графита. Однако для якутских месторождений алмазы в графитовых корочках не описаны. В то же время они известны в южноафриканских кимберлитах [13]. Следует подчеркнуть, что механически графитовые пленки и корочки на алмазах непрочны и могут исчезать при вторичных процессах. Определенную помощь в диагностике процесса могут оказать коррозионные фигуры травления, достаточно широко развитые на природных кристаллах [1]. Однако как указывалось выше, в литературе

отсутствуют детальные морфологические исследования коррозионных скульптур и, следовательно, не разработаны признаки их идентификации. Полученные в настоящем исследовании данные позволяют определить некоторые особенности скульптур, обусловленных явлением поверхностной графитизации. Они отличаются от коррозионных фигур, связанных с процессом прямого окисления алмазов, при котором коррозионные скульптуры возникают при высоких температурах, в условиях больших скоростей реакций [3]. Ямки травления в первую очередь образуются на дефектах, ребрах и вершинах. Их развитие приводит к формированию каналов травления в объеме кристаллов, искажению габитуса и образованию зерен неправильной формы.

Напротив, при поверхностной графитизации, как было показано, габитус кристаллов сохраняется. Незначительные искажения связаны со сглаживанием неровностей вследствие равномерного съема вещества кристаллов. Процесс сопровождается появлением по всей поверхности коррозионной матировки, состоящей из мелких ямок травления, близких по размерам. В то же время, неравномерное, пятнистое распределение матировки на алмазах нельзя считать признаком прямого окисления, т.к. это возможно на начальной стадии поверхностной графитизации или в условиях близости скоростей графитизации и окисления образующейся пленки углерода.



Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 95-05-14088).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Орлов Ю.Л. Морфология алмаза. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
2. Осоргин Н.Ю., Федоров И.И., Сонин В.М., Багрянцев Д.Г. Изучение химического и молекулярного состава флюида С-О-Н в экспериментах при Р-Т параметрах синтеза алмаза // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, 1996. С. 74—80.
3. Пугач Э.А., Огородник В.В., Лысенко А.В. и др. Генезис дефектов поверхности в алмазах при окислении в газовой среде // Сверхтвердые материалы. 1986. № 3. С. 30—33.
4. Сонин В.М., Афанасьев В.П., Чепуров А.И. Устойчивость алмаза в восстановительных условиях (на уровне буфера ССО) в присутствии силикатного расплава // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, 1996. С. 98—110.
5. Сонин В.М., Багрянцев Д.Г., Федоров И.И., Чепуров А.И. К вопросу об образовании коррозионных фигур на кристаллах алмаза // Геология и геофизика. 1994. № 6. С. 67—72.
6. Федосеев Д.В., Буховец В.Л., Внуков С.П., Аникин Б.А. Графити-

- зация алмаза при высоких температурах // Поверхностные и теплофизические свойства алмазов. Киев, 1985. С. 6—9.
7. Чепуров А.И., Хохряков А.Ф., Сонин В.М. и др. О формах растворения кристаллов алмаза в силикатных расплавах при высоком давлении // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 1. С. 212—216.
8. Arculus R.J., Delano J.W. Oxidation state of the upper mantle, present conditions, evolution and Controls // Mantle Xenoliths (ed. by P.H.Nixon). Wiley, London, 1987. P. 589—598.
9. Evans S. Surface properties of diamond // The properties of natural and synthetic diamond (Ed. by J.E.Field). Academic Press. 1992. P. 181—214.
10. Evans T., James P.F. A study of the transformation of diamond to graphite // Proc. Roy. Soc. 1964. A277. P. 260—269.
11. Phaal C. Surface studies of diamond // Industr. Diamond Rev. 1965. Vol. 25. № 300. P. 486—489.
12. Tokura H., Yoshikawa M. Heat Treatment of Diamond Grains for Bonding Strength Improvement // J. Mater. Sci. 1989. Vol. 24. P. 2231—2238.
13. Tolansky S. Graphitized natural diamond // Diamond Research. 1968. P. 8—10.

Принята редколлегией 27 января 1997 г.

## Геодинамика и сейсмичность

УДК 551.24+551.25 (571.5)

© Коллектив авторов, 1997

### Строение земной коры и геодинамика Байкальской складчатой области

Ю.А.ЗОРИН, В.Г.БЕЛИЧЕНКО, Е.Х.ТУРУТАНОВ, А.М.МАЗУКАБЗОВ, Е.В.СКЛЯРОВ, В.В.МОРДВИНОВА (ИЗК СО РАН)

Составление трансектов (комплексных геолого-геофизических разрезов земной коры) с их геодинамической интерпретацией в терминах тектоники плит выполняется по проекту «Глобальные трансекты» (Global Geoscience Transects) в рамках международной программы «Литосфера». К настоящему времени составлены два Российско-Монгольских трансекта — Центрально-Монгольский [14, 38] и Байкало-Монгольский [15] (рис. 1). Определено пространственное положение крупных литологических комплексов в современной структуре земной коры, установлена их геодинамическая природа, выделены террейны и сделана попытка выяснить их пространственно-временные взаимоотношения, т.е. реконструировать историю аккреции рассматриваемой части Центральной Азии более детально, чем это делалось ранее (например, в работах [10, 12, 30]). Однако детальность трансекта и связанная с ней ограниченность ширины площади полосовой геологической карты, прилагаемой к нему (100 км), вступают в противоречие с изменчивостью тектонических структур по простиранию. Так, западная часть Монголо-Охотского складчатого пояса в районе Хангая [12, 14] сформировалась в самом начале перми, когда произошла коллизия западного (в современной системе координат) края Монгольского континента (Амурии) с Сибирью. Вместе с тем, судя по геологическим [12] и палеомагнитным [37] данным, в области, расположенной восточнее Хангая, Сибирь и Амурия до ранней юры включительно были разделены Монголо-Охотским океаном. Его закрытие и окончательное формирование одноименного складчатого пояса произошло перед поздней юрой в результате вращения Сибири относительно Амурии [12].

Многие важные особенности строения и развития Монголо-Охотского складчатого пояса оставались

неясными. Поэтому мы решили дополнительно составить Восточно-Сибирский трансект по линии, проходящей через окрестности городов Нижнеангарск, Чита и Борзя (см. рис. 1). Трансект пересекает Монголо-Охотский складчатый пояс в области развития морских триасовых и раннеюрских отложений. В свете приведенных данных эта область представляется ключевой для расшифровки структуры и истории развития названного пояса. Продолжение линии трансекта до Сибирской платформы диктовалось как необходимостью корреляции тектонических элементов, выделенных на двух предыдущих трансектах, так и возможностью осветить роль позднепротерозойского (рифейского) этапа в формировании Байкальской складчатой области. Серии пород, относящихся к этому этапу, гораздо лучше изучены в Северном Прибайкалье, чем в исследованных ранее [14, 15] районах Прихубсугулья и Восточного Саяна. В настоящей статье, посвященной геодинамике Байкальской складчатой области, рассматриваются секции трансекта А—В и В—С (см. рис. 1). Секция С—D будет рассмотрена в другой статье, касающейся проблемы Монголо-Охотского пояса.

Для территории шириной 100 км, примыкающей к линии трансекта, составлена геологическая карта, являющаяся одним из главных исходных материалов для построения геолого-геофизического разреза земной коры. В качестве ее основы использованы изданные геологические карты [6—8]. В эти карты внесены изменения, касающиеся возраста отдельных геологических образований и их тектонических взаимоотношений, на основании данных, полученных как авторами статьи, так и другими геологами. В журнальной публикации для удобства сопоставления рисунков мы используем для полосовой карты ту же легенду, которая рекомендуется для трансекта,



что превратило ее в карту геодинамических формаций (рис. 2, 3). Эта карта уже позволяет разделить исследуемую территорию на структурно-формационные зоны и террейны, имеющие определенный палеогеодинамический смысл. Однако пространственные взаимоотношения между литологическими комплексами и террейнами во многих случаях оста-

ются неясными из-за отсутствия информации о форме крупных геологических объектов в третьем (вертикальном) измерении. Уменьшить этот недостаток призваны геофизические методы.

Разрез земной коры построен с использованием результатов интерпретации сейсмических данных [21, 24, 27]. Гравиметрические [13, 27, 29] и магнитометрические [20, 29] материалы были

переинтерпретированы заново с максимальным учетом геологических сведений и результатов определения физических свойств горных пород [13, 20, 27, 28]. Основные положения методики интерпретации потенциальных полей и способа выделения локальных (декомпенсационных) аномалий силы тяжести, отражающих строение верхней части земной коры, опубликованы ранее [14—16, 31].

Как видно из геофизического разреза (см. рис. 2, 3), мы не получили информацию о строении нижней половины коры. Тем не менее, на комплексном разрезе (на самом трансекте) схематически изображена предполагаемая неоднородность и этой части коры. В частности, в зонах разновозрастных магматических дуг показаны тела тоналитов и гранодиоритов, а над зонами палеосубдукции — разновозрастные «слои» основных интрузивных пород, образовавшиеся в результате подслаивания (underplating) древней коры. Мы полагаем, что такое подслаивание было основным источником тепловой энергии и, по-видимому, части вещества, необходимых для образования крупных масс коровых гранитов над зонами субдукции. Аналогичные «слои» изображены под позднекембрийской и позднекайнозойской рифтовыми зонами. Геометрия этих предполагаемых тел показана весьма произвольно. Единственным ограничением при их введении в разрез земной коры было условие, чтобы они не создавали дополнительных (ненаблюдаемых) гравитационных аномалий, т. е. они должны располагаться в той части коры, которая не отличается от них по плотности. Поэтому тела тоналитов и гранодиоритов вводились в средний, а «слои» основных пород — в нижнюю часть коры.

Описание и геодинамический анализ структурно-формационных зон, соответствующих отдельным террейнам или их частям, в пределах которых уже после аккреции проявились наложенные геологические процессы, ведутся в направлении с северо-запада на юго-восток. Положение крупных литологических комплексов, слагающих террейны, в современной структуре коры иллюстрируется рис. 2 и 3, а пространственно-временные взаимоотношения между террейнами — рис. 4.

Фундамент Сибирской платформы, обнажающийся в ее краевых поднятиях, сложен архейско-раннепротерозойскими гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и мигматитами (см. рис. 2). К нему относятся также и менее метаморфизованные (в зеленосланцевой фации),

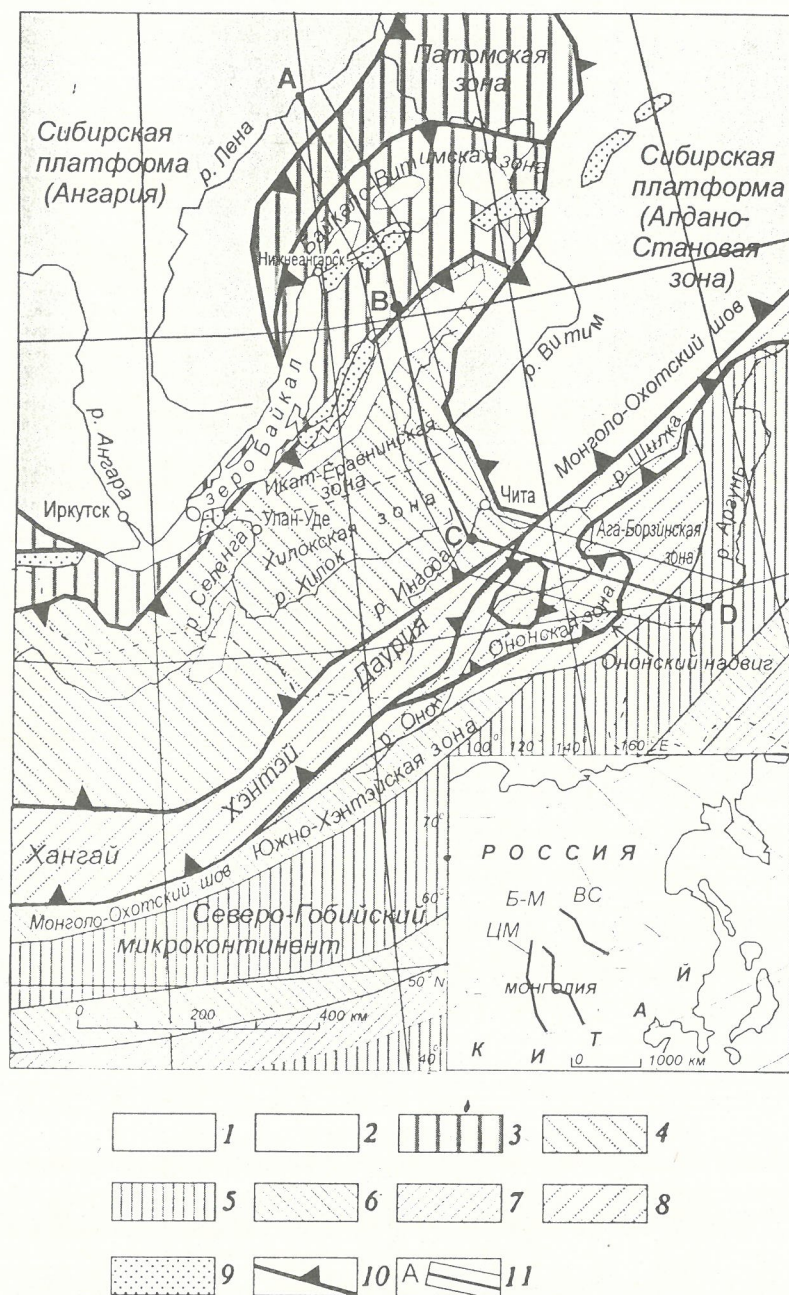


Рис. 1. Схема тектонического районирования Прибайкалья, Забайкалья и сопредельных районов Монголии:

тектонические подразделения Сибирского континента в его границах с девона по раннюю юру: 1 — дорифейская Сибирская платформа, 2 — дорифейские блоки (глыбы) в рифейском и раннепалеозойском складчатых поясах, 3 — рифейский пояс Байкальской складчатой области, 4 — раннепалеозойский (каледонский) пояс Байкальской складчатой области; тектонические подразделения Монгольского континента в его границах со среднего карбона по ранний триас: 5 — микроконтиненты с довендским основанием, 6 — раннепалеозойский складчатый пояс, 7 — средне-позднепалеозойский складчатый пояс, 8 — Монголо-Охотский позднепалеозойско-раннемезозойский складчатый пояс; 9 — позднекайнозойские рифтовые впадины; 10 — главные надвижки; 11 — Восточно-Сибирский трансект (тонкой линией околнута площадь полосовой карты геодинамических формаций); на врезке — географическое положение трансектов: ЦМ — Центрально-Монгольского, БМ — Байкало-Монгольского, ВС — Восточно-Сибирского



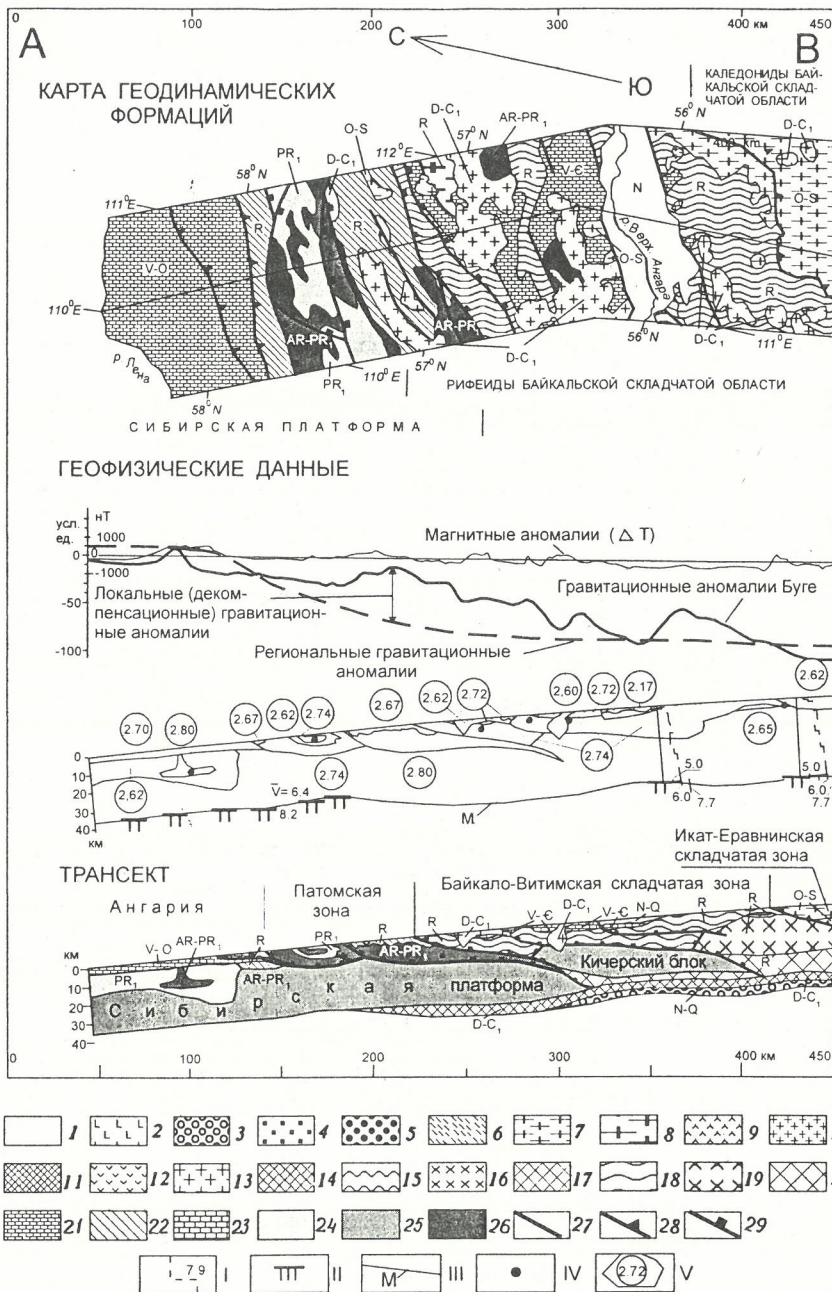


Рис. 2. Восточно-Сибирский трансект, секция А—В:

**Формации континентальных рифтов.** Позднекайнозойский рифтогенез: 1 — осадочные породы, 2 — базальты, 3 — габброиды. Раннемеловой рифтогенез: 4 — осадочные породы с горизонтами базальтов и риолитов, 5 — габброиды. **Коллизионные формации:** 6 — средне-позднеюрские наземные вулканиты (коллизия Сибирского и Монголо-Китайского континентов), 7 — ордовикско-силурийские гранитоиды, 8 — предвендские гранитоиды (коллизия Сибирской платформы с островными дугами Палеоазиатского океана). **Субдукционные формации** (серии магматических дуг, включая активные окраины андийского типа, островные дуги, желоба, преддуговые и задуговые бассейны). **Позднепермско-раннеюрская субдукция под южную окраину Сибирского континента:** 9 — континентальные эффузивно-осадочные образования, 10 — гранитоиды, 11 — габброиды. **Девонско-каменноугольная субдукция под южную окраину Сибирского континента:** 12 — континентальные эффузивно-осадочные образования, 13 — гранитоиды, 14 — габброиды. **Венд-ордовикская субдукция под островные дуги Палеоазиатского океана:** 15 — морские эффузивно-осадочные и осадочные образования, 16 — тоналиты, гранодиориты, 17 — габброиды. **Рифейская субдукция под островные дуги Палеоазиатского океана:** 18 — морские эффузивно-осадочные и осадочные образования, 19 — тоналиты, гранодиориты, 20 — габброиды. **Формации платформы и микроконтинентов:** 21 — венд-силурийский шельфовый осадочный чехол Сибирской платформы, 22 — рифейские осадочные образования пассивной окраины Сибирской платформы (шельф и континентальный склон), 23 — раннепротерозойские гранитоиды, 24 — архейско-раннепротерозойские кристаллические сланцы и гнейсы тоналитового и гранодиоритового состава, 25 — гнейсы повышенной основности, амфиболиты. **Разрывные нарушения:** 26 — сбросы и разломы с неустановленной кинематикой, 27 — раннепалеозойские надвижки, 28 — предвендские надвижки, испытывавшие в большинстве случаев реактивацию в раннем палеозое. Наименование «габброиды» (3, 5, 11, 14, 17, 20) относится к основным породам, подслаивающим земную кору под задуговыми областями и рифтовыми зонами. I — сейсмические разрезы [21, 24], цифры — скорость Р-волн, км/с; II — раздел Мохоровичича по данным ГСЗ [21, 24]; III — раздел Мохоровичича, определенный на основании корреляции сейсмических материалов с осредненными высотами топографического рельефа [39]; IV — центры тяжести магнитоактивных тел; V — контуры тел, создающих декомпенсационные аномалии — разности между аномалиями Буге и региональным фоном (способ вычисления аномалий изложен в [16, 31]), цифры в кружках — средневзвешенные значения плотности, г/см<sup>3</sup> [14, 15]

но довольно сложно дислоцированные раннепротерозойские вулканогенно-осадочные образования — кислые (реже средние) по составу эффузивы, переслаивающиеся с полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, туфоалевролитами, а местами и с конгломератами. Все эти породы прорваны среднепротерозойскими габбро, диоритами, гранодиоритами, граносиенитами и гранитами. Основной объем интрузивных пород представлен их кислыми разновидностями с возрастом от  $1560 \pm 80$  млн. лет (Rb-Sr метод [23]) до  $1864 \pm 19$  млн. лет (U-Pb метод [5]). Судя по геофизическим данным, граниты слагают весьма крупные тела в фундаменте платформы под ее осадочным чехлом.

Серия позднепротерозойских (рифейских) отложений, развитых в краевой (к северу от выступа фундамента) части платформы, относится к ее осадочному чехлу. Базальные слои серии сложены конгломератами, песчаниками, алевролитами. В целом же в ее составе, наряду с кlastическими породами, участвуют известняки, мергели и доломиты, причем

содержание карбонатных пород в отдельных местах превышает 50 %. Общая мощность серии достигает 3—4 км [11]. Судя по ее отсутствию в центральной области платформы, можно полагать, что в рифее Сибирский континент представлял собой обширный щит, обрамляемый с юга пассивной окраиной.

Южнее выступа фундамента в Патомской зоне на том же фундаменте залегают рифейские отложения, которые в окрестностях трансекта по составу [11] мало отличаются от одновозрастных пород, рассмотренных выше (см. рис. 2). Однако они значительно более дислоцированы и метаморфизованы в зеленосланцевой, а местами — в амфиболитовой фации. Преимущественно шельфовые отложения той части зоны, которая пересекается трансектом, по-видимому, следует относить к внешней части рифейской пассивной окраины Сибирского континента. В самых низах этой толщи осадочные породы переслаиваются с основными эффузивами, что отражает начальную (рифтовую) стадию развития пассивной окраины. Мощные толщи рифейских турбидитов,



соответствующие древнему континентальному склону и его подножию, развиты в пределах Бодайбинского прогиба, расположенного восточнее полосовой карты [11].

В венде в связи с глобальной трансгрессией значительная область платформы превратилась в неглубокое море, где после формирования небольших по мощности базальных слоев, сложенных кластическими осадками, до середины среднего кембрия отлагались преимущественно карбонаты с эвапоритами (см. рис. 2). Со второй половины среднего кембрия по ордовик включительно роль карбонатов уменьшается в пользу кластических отложений, которые образуют толщи переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. Силурийские породы (не пересечены трансектом) представлены доломитами и карбонатными песчаниками с признаками формирования в условиях неглубокого моря, а девонские (также не попавшие на трансект) — континентальными песчаниками и конгломератами. Мощность венд-ордовикской части осадочного чехла 3 км [11]. Девонские отложения развиты в локальных впадинах и их мощность не превышает 0,3 км.

Рассматриваемая часть Сибирского кратона довольно сильно деформирована по надвигам, обладающим северной вергентностью. По геофизическим данным горизонтальные амплитуды надвигов могут достигать 50 км и более (см. рис. 2). Напряженность складчатости и степень метаморфизма пород умень-

шаются к северу, но линейная складчатость, параллельная фронту надвигов, проявляется и в краевой полосе венд-силурийского чехла платформы [11]. Судя по последнему факту, возраст деформаций определяется как преддевонский. Однако мы полагаем, что это относится к одному из последующих этапов деформации. Первый же этап имел место перед вендом при коллизии Сибирского континента с позднепротерозойской островной дугой.

Дислоцированные толщи внешней части рифейской пассивной окраины прорваны щелочными гранитами возраста от 290 до 325 млн. лет (Pb-Pb метод [5]), что может соответствовать обстановке глубоководного тыла среднепалеозойской активной континентальной окраины [19].

В Олоkitском прогибе, являющемся северной частью Байкало-Витимской зоны (см. рис. 2), развита рифейская эффузивно-осадочная серия. Примерно 30 % ее объема представлены основными эффузивами, образующими протяженные и мощные линзы среди слоев полимиктовых песчаников, алевролитов, филлитов. Заметную роль здесь играют также кварциты, которые, как мы предполагаем, возникли в результате метаморфизма кремнистых осадков. Подчиненное значение имеют линзы известняков. Можно полагать, что матрицей серии являлись турбидиты и глубоководные кремнистые осадки, а в матрицу были «впечатаны» срезы подводных гор, сложенные океаническими базаль-

тами с рифовыми известняками на их вершинах [34]. Олоkitский прогиб, вероятно, представлял собой желоб, примыкавший с севера (в современной системе координат) к Байкало-Витимской островной дуге. Породы прогиба (субдукционно-аккреционный клин) смяты в складки и надвинуты на образования пассивной (рифейской) окраины Сибирской платформы.

Центральная и южная части Байкало-Витимской зоны различаются по строению. В основании центральной части развиты глубоко метаморфизованные (до амфиболитовой фации) и сложно дислоцированные архейско(?)-раннепротерозойские породы — гнейсы, сланцы, мраморы, амфиболиты, мигматиты. В южной части такие породы не обнаружены. В центре зоны широко распространены рифейские вулканы основного, среднего и кислого составов, переслаивающиеся с песчаниками, алевролитами, кремнистыми сланцами и известняками. Содержание вулканогенных пород в этой толще 60–70 %. Она без видимых несогласий перекрывается осадочной серией, сложенной песчаниками, сланцами и известняками, причем роль известняков увеличивается в верхней половине серии. На юге зоны к рифею относится серия преимущественно осадочных пород, представленных сланцами, песчаниками и известняками. Содержание последних также увеличивается снизу вверх. В нижней трети этой серии осадочные породы переслаиваются с вулканиками среднего состава.

Рифейские серии Байкало-Витимской зоны явно относятся к типу островодужных с фрагментами задугового бассейна в ее южной части. Они прорваны плагиогранитами и основными расслоенными интрузиями (не пересечены трансектом) возраста около 700



Рис. 3. Восточно-Сибирский трансект, секция В—С:

усл. обозн. см. рис. 2



млн. лет (U-Pb метод [25]), зонально метаморфизованы, смяты в напряженные складки и надвинуты в северном направлении. Амплитуды надвигов, судя по геофизическим данным, составляют 100 км (см. рис. 2).

Упомянутые раннедокембрийские породы центральной части зоны слагают древний массив, названный нами Кичерским (см. рис. 2). Массив, по-видимому, являлся сиалическим ядром одного из островов рассматриваемой (Байкало-Витимской) магматической дуги. Судя по положению тектонических зон и вергентности, субдукция океанической плиты под позднепротерозойскую островную дугу происходила в южном направлении (в современной системе координат). Коллизия островной дуги с пассивной окраиной Сибирской платформы произошла перед вендом (см. рис. 4), так как вендско-кембрийская толща в Байкало-Витимской зоне начинается с грубообломочной молассы (конгломераты, песчаники, алевролиты), которая постепенно переходит в типичные шельфовые отложения: верхняя (кембрийская) часть толщи на 80–85 % сложена известняками и доломитами [1]. В это же время, по-видимому, присоединился громадный Алдано-Становой блок к Ангрии, т.е. сформировалась Сибирская платформа в ее современном виде [12].

Перечисленные породы прорваны раннепалеозойскими (ордовик—силур?) известково-щелочными гранитами, которые отражают уже преддевонскую коллизия Сибирского континента с южными террейнами, а также среднепалеозойскими (девон-карбон) щелочными гранитами и сиенитами, характерными для тыловых частей активных континенталь-

ных окраин. Геофизические данные указывают на сравнительно небольшие размеры гранитных тел (см. рис. 2).

Примерно в середине Байкало-Витимской зоны расположена Верхнеангарская позднекембрийско-рифовая впадина. Мощность неоген-четвертичных отложений в ней достигает 2,5 км [13, 21]. Впадина представляет собой полуграбен, ограниченный с севера нормальным сбросом [13]. Мы полагаем, что этот разлом является листрическим и наследует поверхность древнего надвига (см. рис. 2).

**Икат-Еравнинская зона** на большей части территории сложена преимущественно раннепалеозойскими гранитами так называемого Баргузинского батолита. Стратифицированные образования сохранились лишь фрагментарно в «провесах кровли», что затрудняет расшифровку структуры зоны (см. рис. 2, 3). Наиболее древние образования, относимые к архею — раннему протерозою, тяготеют к северной половине зоны. Они представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами, амфиболитами, кварцитами. Перечисленные породы смяты в сложные складки и прорваны раннепротерозойскими плагиогранитами, гранитами, аплитами и пегматитами. Поля их развития, разделенные Баргузинскими гранитоидами, объединяются в Гаргинскую глыбу [6].

К северной половине Икат-Еравнинской зоны приурочена венд-кембрийская толща, сложенная преимущественно филлитовидными сланцами и карбонатами. Песчаники, алевролиты и конгломераты играют подчиненную роль. Они развиты главным образом в нижней (вендской) части толщи, где с

ними переслаиваются средние и кислые по составу эффузивы, а также туфопесчаники [1, 2]. Наличие таких вулканитов в сочетании с шельфовым характером осадков позволяет полагать, что рассматриваемая толща накапливалась в преддуговом бассейне (на широкой шельфовой террасе между желобом и дугой). Гаргинская глыба являлась сиалическим ядром одного из островов этой дуги, включая преддуговой шельф. Южная граница глыбы на разрезе (см. рис. 3) показана условно.

В южной половине зоны открыты две согласно залегающие кембрийские толщи, содержащие эффузивы. Нижняя сложена диабазами, базальтами, андезитами, кератофирами, туфоконгломератами, известняками. Эффузивные образования составляют примерно 80 % ее объема. Верхняя толща сложена песчаниками, алевролитами, филлитами, кварцевыми порфирами, альбитофирами и их туфами, причем вулканиты составляют около 30 % ее объема [1, 2]. Эта толща без видимого структурного несогласия перекрывается турбидитами (филлитами, переслаивающимися с песчаниками), условно относимыми к ордовик-силуру [3]. Состав трех названных толщ отражает режим островной

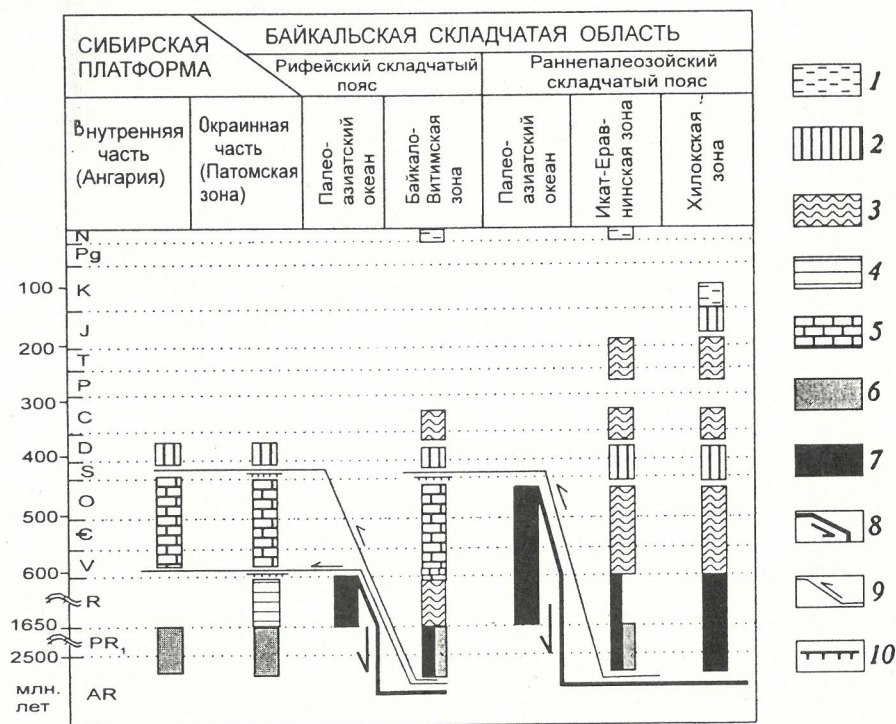


Рис. 4. Пространственно-временная диаграмма структурно-формационных зон и террейнов для секций А—В и В—С Восточно-Сибирского трансекта:

палеогеодинамические обстановки: 1 — рифты, 2 — коллизии континент—континент и континент (микроконтинент)—островная дуга, 3 — субдукции (активные окраины андийского типа и островные дуги, включая желоба, преддуговые и задуговые бассейны), 4 — пассивные континентальные окраины (континентальные склоны и их подножия), 5 — шельфы (платформы); 6 — дорифейская континентальная земная кора; 7 — океаническая кора; 8 — главные фазы метаморфизма; 9 — зоны субдукции (наклонные части линий соответствуют продолжительности субдукции); 10 — главные надвиги



- anomaly and deep structure of the region of the Rio Grande rift // *Journal of Geophysical Research*. 1991. Vol. 96. №. B4. P. 6557—6558.
32. *Lister G.S., Davis G.A.* The origin of metamorphic core complexes and detachment faults in the northern Colorado River region, U.S.A. // *Journal of Structural Geology*. 1989. Vol. 11. № 1/2. P. 65—94.
33. *Logatchev N.A., Zorin Yu.A.* Baikal rift zone: structure and geodynamics // *Tectonophysics*. 1992. Vol. 208. P. 273—286.
34. *Miyashiro A., Aki K., Sengor F.M.* Orogeny. — Chichester: John Wiley and Sons Limited, 1982.
35. *Wernicke B.* Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extended orogen // *Nature*. 1981. Vol. 291. P. 645—648.
36. *Wernicke B.* Uniform — sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Canadian Journal of the Earth Sciences*. 1985. Vol. 22. P. 108—126.
37. *Zhao X., Coe R. S., Zhou Y., Wu H., Wang J.* New paleomagnetic results from Northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 181. P. 43—81.
38. *Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutanov E.Kh. a. o.* The South Siberia-Central Mongolia transect // *Tectonophysics*. 1993. Vol. 225. P. 361—378.
39. *Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M.* Structure of the lithosphere in the Mongolia-Siberian mountainous province // *Journal of Geodynamics*. 1990. Vol.11. P. 327—342.

## Геология и геофизика Мирового океана

УДК 551.35

© Коллектив авторов, 1997

### Источники терригенного материала Баренцево-Карского осадочного бассейна

А.Д.ПАВЛЕНКИН, В.В.БУЦЕНКО, Л.А.ДАРАГАН-СУЩЕВА, Ю.И.ДАРАГАН-СУЩЕВ (ВНИИОкеанология)

Баренцево-Карский осадочный бассейн (БКОБ) занимает пассивную материковую окраину Северного Ледовитого океана (СЛО) и является крупнейшим регионом на СЗ России с промышленными скоплениями углеводородов [1]. За долгую историю формирования бассейна размеры и расположение источников обломочного материала изменялись, поэтому поиск разрушавшихся объектов имеет непосредственное значение не только для реконструкции истории геологического развития БКОБ, но и смежных регионов. Если кайнозойское и, возможно, меловое осадконакопление определенно связано с разрушением современного материка и архипелагов, то для доокеанической стадии развития региона вопрос источников терригенного материала решается не столь однозначно.

До недавнего времени считалось, что основной объем осадочного чехла БКОБ и, прежде всего, сверхглубоких впадин Баренцево-Северокарского мегапрогиба, занимают послепермские терригенные комплексы [2], тогда как раннефанерозойские (рифейские и палеозойские) породы развиты локально и на их долю приходится не более 4—5 км разреза осадочного чехла [4]. Обломочный материал поступал с разрушавшегося Уральского орогена [2, 3], Балтийского щита и сводового поднятия коры, существовавшего в ядре Арктической геодепрессии с перми до датского века [8]. Дополнительным источником для триасового лавинного осадконакопления мог быть предполагаемый ороген хр. Ломоносова [10]. Минералогический анализ триасовых терригенных пород Земли Франца Иосифа (ЗФИ) показал, что к северу от архипелага в это время должна была существовать суша. Есть мнение, что в результате разрушения каледонских сооружений Скандинавии — Гренландии и предполагаемого орогена на севере Свальбардской платформы в девоне в пределах БКОБ также накапливались мощные терригенные толщи [9]. Этот вывод основан на мобилистских палеорекострукциях, близких геохронологических возрастов последней термальной переработки пород фундамента ЗФИ и Шпицбергена, и отсутствию на СВ Шпицбергена и на архипелаге ЗФИ девонских отложений.

Об источниках терригенного материала допермских, а точнее, додевонских, отложений практичес-

ки ничего неизвестно. Крупномасштабный снос с Балтийского щита, Тимана и Карского сводового поднятия маловероятен, а Урал в это время сам являлся областью интенсивного осадконакопления. Более того, по последним данным глубинной сейсморазведки: основанным на новой методике широкоугольного глубинного сейсмического профилирования и более совершенных приемах томографической обработки материалов ГСЗ — МПВ, слоистые рифейско-палеозойские осадочные толщи платформенного облика установлены повсеместно в пределах БКОБ, в том числе и под сверхглубокими впадинами с безграничным фундаментом. Мощность раннефанерозойского комплекса значительна и составляет примерно половину мощности разреза осадочного чехла. Под Западно-Кольской седловиной и Нордкапским прогибом мощность осадков этого времени достигает 12—13 км. Реконструкции показали, что по изопакхите 10 км комплекс образует субширотный мегапрогиб, занимая большую часть акватории обоих морей, за исключением Южно-Карской синеклизы, включая архипелаг Новой Земли. Южная и северная границы мегапрогиба в общем комплементарны границам морей; на 3 он открыт в северную Атлантику, а на В вероятно, замыкается перед архипелагом Северной Земли и Челюскинским срединным массивом.

Простой подсчет показывает, что при общей площади распространения рифейско-среднепалеозойского осадочного комплекса в 2 млн. км<sup>2</sup> и средней его мощности в 7 км, нужно эродировать не менее 8 млн. км<sup>3</sup> породы, чтобы заполнить БКОБ терригенными осадками соответствующего возраста. Безусловно, при подсчете учтена разница плотностей осадочных и кристаллических пород, а также значительная доля в составе комплекса карбонатного материала, который образовался в результате химических и биологических процессов, протекавших в водной среде бассейна и на его дне. Если судить по естественным обнажениям окружающих архипелагов и сейсмофациальным данным, карбонатов не должно быть больше 1/3 общего объема осадочных пород.

При таких масштабах эрозии верхняя часть коры Балтийского щита должна была бы разрушиться полностью, что несомненно сказалось бы на лито-



физической структуре щита, даже при условии гипотетического наращивания коры снизу посредством дифференциации вещества мантии для обеспечения изостатической компенсации. В то же время, экспериментальное исследование строения Балтийского щита по материалам ГСЗ и их изостатическая интерпретация показали, что его земная кора делится на 4 плотностных и скоростных слоя, отличающихся средним литологическим составом [11]. Обычно эти слои называют гранит-метаморфический ( $V$  5,9—6,2 км/с), гранулит-гнейсовый или диоритовый ( $V$  6,3—6,5 км/с), гранулит-базитовый ( $V$  6,6—6,9 км/с) и коро-мантийный (нижняя кора  $V$  7,0—7,3 км/с и более). Слои отделены границами  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$  друг от друга, горизонтами  $K_0$  — от чехла и горизонтом  $M$  — от мантии. В обычном безаномальном разрезе щита с 40-километровой корой все 4 слоя имеют примерно одинаковую мощность, что в первом приближении справедливо и для других устойчивых структур Земли [5]. Трудности сопоставления данных ГСЗ и геологических наблюдений объясняются разномасштабностью сравниваемых объектов, в связи с чем геологические разрезы лишь при определенном сглаживании начинают коррелироваться с сейсмическими. В принципе, такой эффект имеет место уже в МОГТ, когда тонкослоистый разрез, включающий серию пачек толщиной до десятков метров, при исследовании 100-метровыми волнами интегрируется в некоторую условно привязываемую границу, а слой — в литолого-стратиграфический комплекс с некоторой цикличностью разноставных прослоев, отличающихся по структуре от других комплексов с иными характеристиками прослоев и микроциклов.

Поскольку к югу от БКОБ не могло быть сколь значительных источников терригенного материала в рифей-среднепалеозойское время, их нужно искать к северу от бассейна осадконакопления на месте современной впадины СЛО. По мнению многих геологов (А. Вегенер, Н.С. Шатский, Ю.А. Пущаровский и др.), здесь с протогея существовал обширный материк, впоследствии разрушенный. Эта точка зрения подтверждается данными геофизических исследований, в соответствии с которыми на поднятиях Ломоносова, Альфа и Менделеева установлена кора континентального типа [7]. Учитывая гигантские объемы раннефанерозойской эрозии предполагаемой суши, на этих реликтовых поднятиях следует ожидать сокращенную мощность не только осадочного чехла, но и кристаллической коры, что можно зафиксировать методами глубинной сейсморазведки.

Для реализации поставленной задачи были проанализированы все

имеющиеся материалы по евразийской части СЛО. Схемы расположения профилей МПВ—ГСЗ и ШГСП на Баренцевом и Карском морях, а также расположения геотраверсов по программе СЛО (о-ва Де Лонга — Северный Полус и сечение поднятия Ломоносова) приведены на рис. 1. Подразделения НПО «Севморгеология» (ПМГРЗ, МАГЗ, ВНИИ-океангеология) проводили полевые исследования более 20 лет. Весь первичный материал на единой основе сейсмотомографии [6] обобщен и обработан авторами в 1995—1996 гг. Получаемые сейсмотомографические модели представлены в виде разрезов в скоростных слоях и в изолиниях скоростей; продолжительно исследованы также лучевые схемы наблюдаемых рефрагированных волн, наблюдаемые годографы и годографы, отвечающие полученному разрезу.

Результаты выполненных исследований изображены на рис. 2, где приведена схематизированная палеорекострукция (без нижнего коро-мантийного слоя, общего для континентальной и океанической коры) для Балтийского щита, БКОБ с его южным и северным бортами, хр. Ломоносова со Свальбардской антиклизой. Палеорекострукция (домоловая ?) построена с соблюдением масштаба, соответствующего средней ширине геоструктур по линии их пересечения рассматриваемым геотрансектом (см. рис. 1). Из нее следует приблизительное равенство объема эродированной коры с сопредельной суши и осадков в бассейне, что и являлось главной задачей работы.

Анализ палеорекострукции со всей очевидностью показывает, что в рифей-палеозойское время главным источником терригенного материала был северный материк, реликты которого на дне СЛО сохранились в настоящее время на хр. Ломоносова и, возможно, на поднятиях Альфа и Менделеева, но пока еще слабо изучены сейсмическими методами. Массив ЗФИ до раскрытия СЛО располагался на

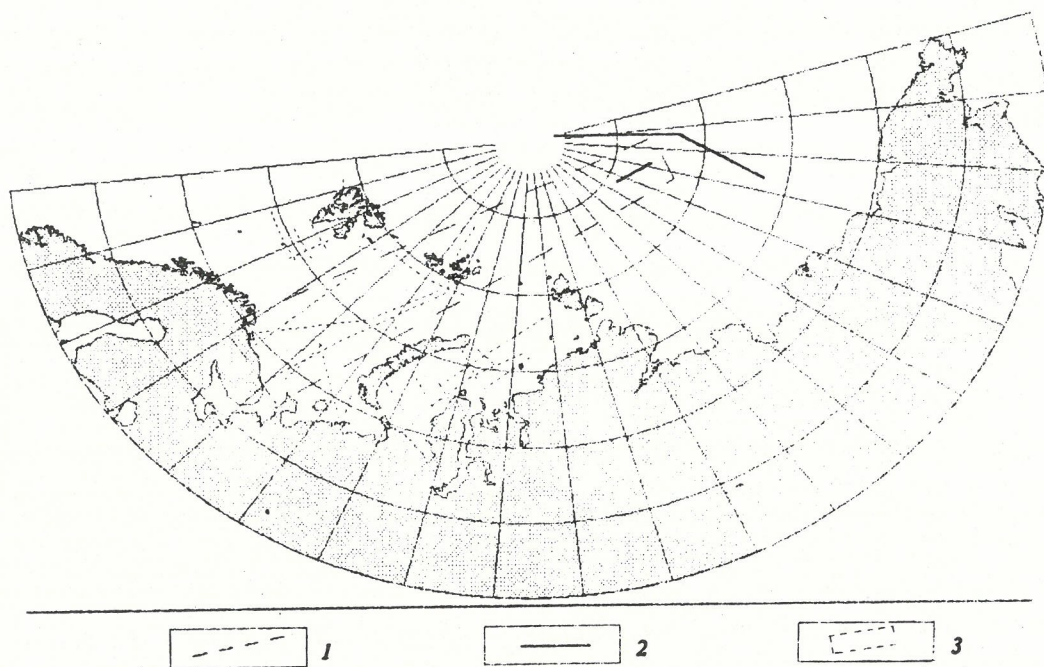


Рис. 1. Схема расположения профилей глубинной сейсмостратиграфии в Арктике:

1 — профили глубинных сейсмических исследований (МПВ—ГСЗ, ШГСП) на Баренцево-Карской плите; 2 — трансарктические геотраверсы, выполненные по программе СЛО; 3 — полоса рассматриваемого геотрансекта



краю этого материка, о чем свидетельствует практически полное отсутствие палеозойских пород в его разрезах. С одной стороны, Южный материк, от Балтийского щита на запад и до Сибирской платформы и Таймыра на восток тоже поставлял осадочный материал в БКОБ, но, в значительно меньшем количестве. С другой, в пределах северной суши размывалась преимущественно кристаллическая кора, причем на глубину до третьего (гранулит-базитового) слоя. Косвенным доказательством этого служит находка в базальных горизонтах чехла о. Врангеля окатанных галек метаморфических и гранитоидных пород, которые могли поступать только с севера с гипотетической Гипербореической платформы.

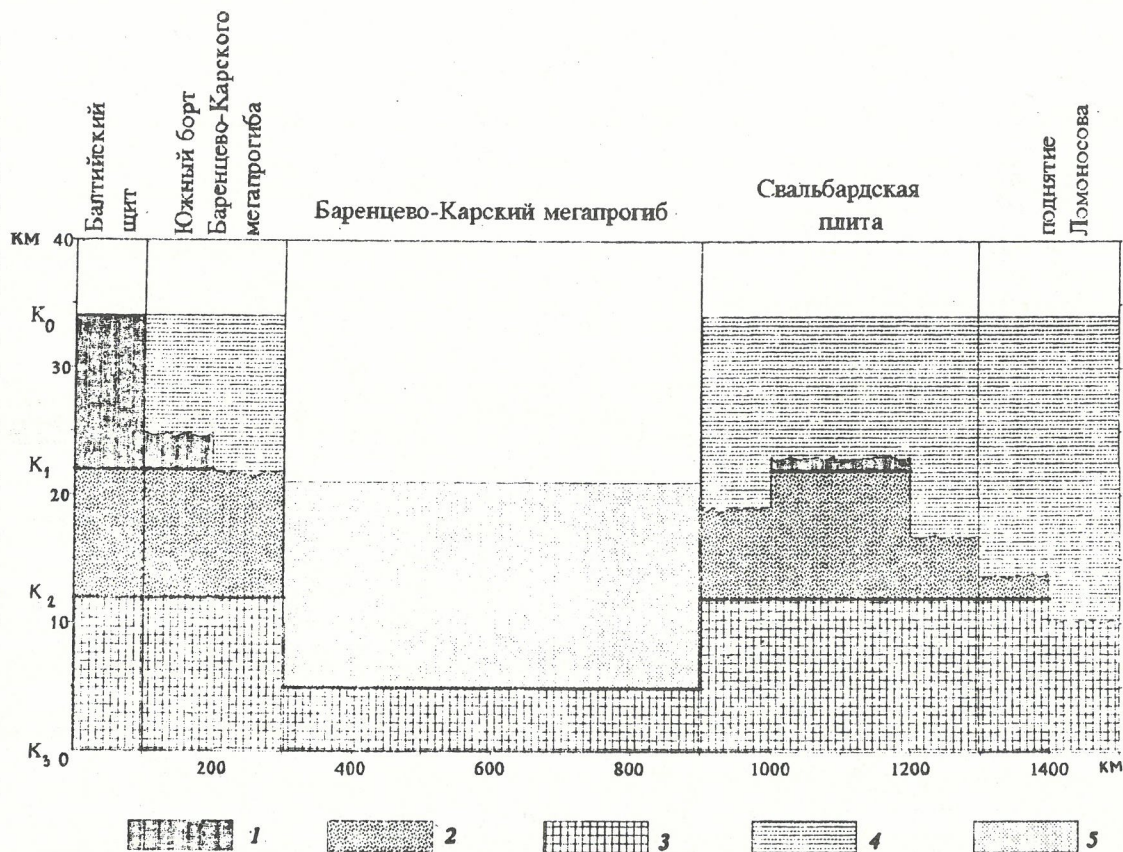


Рис. 2. Схематизированная палеорекострукция (домеловая ?) литосферы Баренцево-Карской плиты в сечении геотрансекта:

1 — гранит-метаморфический слой коры,  $V$  5,9—6,2 км/с; 2 — гранулит-гнейсовый или диоритовый слой коры,  $V$  6,3—6,5 км/с; 3 — гранулит-базитовый слой коры,  $V$  6,6—6,9 км/с; 4 — деструктурированная кристаллическая кора; 5 — осадочный чехол (без плитного комплекса)

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баренцевская шельфовая плита / Под ред. И.С.Грамберга. — Л.: Недра. 1988. (Труды СМГ. Т. 196).
2. Верба М.Л. Баренцево-Северокарский мегапрогиб и его роль в эволюции Западно-Арктического шельфа // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л., 1985. С. 11—28.
3. Верба М.Л., Дараган-Суцова Л.А., Павленкин А.Д. Рифтогенные структуры Западно-Арктического шельфа // Сов. геология. 1990. № 12. С. 36—47.
4. Геологическое строение СССР. Т. 9. Моря Советской Арктики / Под ред. И.С.Грамберга, Ю.Е.Погребницкого. — Л.: Недра, 1984.
5. Глубинное строение территории СССР / Под ред. В.В.Белоусова, Н.И.Павленковой, Г.Н.Квятковской. — М.: Наука, 1991.
6. Дитмар П.Г., Рослов Ю.В., Чернышев М.К. Пакет программ для

интерпретации времен пробега сейсмических волн методом сейсмотомографии. — Л.: изд. ЛГУ. 1993.

7. Киселев Ю.Г., Даменицкая Ю.М. Хребет Менделеева — погруженная структура Канадско-Гренландской литосферной плиты // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 9. 1974. С. 102—104.
8. Погребницкий Ю.Е. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и его структурная эволюция // Сов. геология. 1976. № 12. С. 70—75.
9. Устрицкий В.И., Хромов А.Н. История формирования современной структуры Арктики // Тектонические процессы. Докл. сов. геологов на XXVIII сессии Международного геологического конгресса. М., 1989. С. 122—130.
10. Устрицкий В.И. О тектонической природе порога Ломоносова // Геотектоника. 1990. № 1. С. 77—89.
11. Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. — Апатиты: изд. КНЦ РАН. 1993.



## К палеогеографии олигоцена Черлак-Омского Прииртышья

С.М.КАЗАКОВА

Журавская свита, выделяемая среди континентальных осадков олигоцена (рисунок), широко развита на территории Западно-Сибирской низменности. Данные отложения изучались во время геолого-гидрогеологической съемки сотрудниками Омской экспедиции в пределах Омской области между г. Омск и районным центром Черлак, расположенным выше по течению р. Иртыш (листы N-43-XIV и N-43-XV). Осадки журавской свиты вскрыты многочисленными скважинами (около 200). Для изучения гранулометрического и минерального составов отложений свиты авторами было выполнено более 80 гранулометрических и столько же минералогических анализов тяжелых и легких фракций. Полученные результаты сопоставлялись с результатами аналогичных анализов по соседним районам. Кроме того, рассмотрен и описан керн почти всех пробуренных на территории скважин. Проведенные работы позволили установить закономерности размещения типов пород и минералов, выявить характерные для свиты минералогические комплексы и попытаться восстановить условия образования отложений.

Сейчас эти исследования приобретают большую актуальность. Перед специалистами Западной Сибири поставлена новая задача — с завершением этапа среднемасштабного (200 000) геокартирования перейти на крупномасштабное (50 000), в первую очередь для районов интенсивного хозяйственного освоения, к каким относится изучаемый район. В связи с этим возрастают требования к изучению литологии отложений — четвертичных, неогеновых и палеогеновых, которые для Западной Сибири являются обязательным объектом геологического картирования любой детальности. Необходимо доизучить литологический состав и условия залегания (распространение, мощность) первых от поверхности литолого-генетических комплексов, их фациальные изменения в плане и разрезе и др.

Проведенные ранее исследования при геокартировании м-ба 1:200 000 могут служить основой для проведения крупномасштабной съемки.

Цель настоящей статьи — в соответствии с новыми требованиями показать применительно к крупномасштабной съемке литологический состав журавских отложений, условия их залегания, изменение литологического состава в разрезе и по площади, минеральной состав тяжелых и легких фракций отложений свиты и его изменение в разрезе и на площади, выявить критерии, по которым отложения журавской свиты уверенно отделяются от нижележащих толщ. Это тем более важно, что на соседних листах данная толща не выделяется, а рассматривается как единая толща с ниже- и вышележащими отложениями (листы N-43-I, N-43-VII, N-43-XIII и др.) (З.Я.Сердюк, 1958, 1959, 1960).

Все образцы были подвергнуты гранулометрическому анализу по методу АзНИИ, разработанному П.П.Авдусиным и В.Г.Батуриным (1931). Он заключается в первоначальном отмучивании и последую-

щем просеивании материала через набор сит с выделением фракций более 1, 1—0,5, 0,5—0,25, 0,25—0,1, 0,1—0,01 и менее 0,01 мм. Фракции 0,01—0,10 и 0,10—0,25 мм делились на центрифуге тетрабромэтаном (удельный вес 2,9) на легкие и тяжелые фракции. Последние изучались иммерсионным методом под поляризационным микроскопом с определением качественного и количественного минерального состава. Фракции более 0,1 мм просматривались под бинокулярной лупой для исследования окатанности зерен кластического материала. Для карбонатных пород устанавливался процент карбонатности.

Содержание аутигенных компонентов определялось от общего количества всего минерального состава тяжелой фракции. Процентное соотношение аллотигенных минералов устанавливалось отдельно от аутигенных, исходя из суммы собственно аллотигенных минералов. Название минералов пород дано по классификации Л.В.Пустовалова.

Исследуемый район находится в пределах северного склона Приказахстанской моноклинали и южной части Омской впадины (листы N-43-XIV и N-43-XV м-ба 200 000). Отложения журавской свиты распространены повсеместно, на дневную поверхность нигде не выходят и вскрыты только буровыми скважинами. Они залегают на отложениях новомихайловской свиты (средний олигоцен) и перекрываются породами абросимовской свиты (нижний миоцен). Верхняя граница довольно четкая. Серые и зеленовато-серые отложения журавской свиты перекрываются коричневато-серыми отложениями абросимовской свиты с массой обугленных растительных остатков. Часто в вышележащих отложениях на границе наблюдается беспорядочное скопление окатышей глины, разнотекстурного песка, растительных остатков, а на юго-западе и гравийного материала. Вблизи Казахского нагорья граница не везде четкая. Нижняя граница в основном четкая. Однако иногда в северо-восточных районах отложения новомихайловской свиты постепенно переходят в отложения журавской — здесь визуально граница отбивается с трудом. Мощность свиты изменяется от первых метров на юго-западе до 65 м на северо-востоке (скв. 1-Г, Царицыно).

Отложения журавской свиты представлены переослаиванием зеленовато-серых песков, алевроитов и глин с резким преобладанием алевроитов. В строении свиты участвуют и плохо отсортированные породы. Глины по текстурным и структурным особенностям относятся к дисперсным, алевроитистым и алевроитовым. Дисперсные глины зеленого цвета, почти не содержат алевроитовый материал, неслоистые или со слабо выраженной слоистостью. Мощность их обычно не превышает нескольких сантиметров. По разрезу они быстро переходят в алевроитистые глины. Дисперсные глины встречаются довольно редко и приурочены главным образом к Омской впадине. Алевроитистые глины распространены также в основном в



Омской впадине. Мощность их изменяется от 0,5 м до нескольких десятков сантиметров. Цвет зеленовато-серый. Содержание алевроитового материала в основном 10—15 %, иногда до 25 %. Текстура породы слоистая. Слоистость тонкая горизонтальная, обусловлена чередованием различных по гранулометрическому составу слоев — глин и алевроитов.

Алевроитовые глины распространены наиболее широко. Они встречаются на всей изучаемой территории. Имеют серый с зеленоватым оттенком цвет. Содержание алевроитовых частиц до 46 %. В них

всегда присутствует и песчаный материал, количество которого увеличивается к юго-западу по мере приближения к Казахскому нагорью. Вблизи Казахского нагорья в глинах иногда отмечается гравий. Текстура слоистая. Слоистость тонкая, разная — горизонтальная, волнистая, линзовидная, обусловленная различным расположением алевроитового материала серого цвета. Мощность слоев 1—2 мм, редко 5 мм.

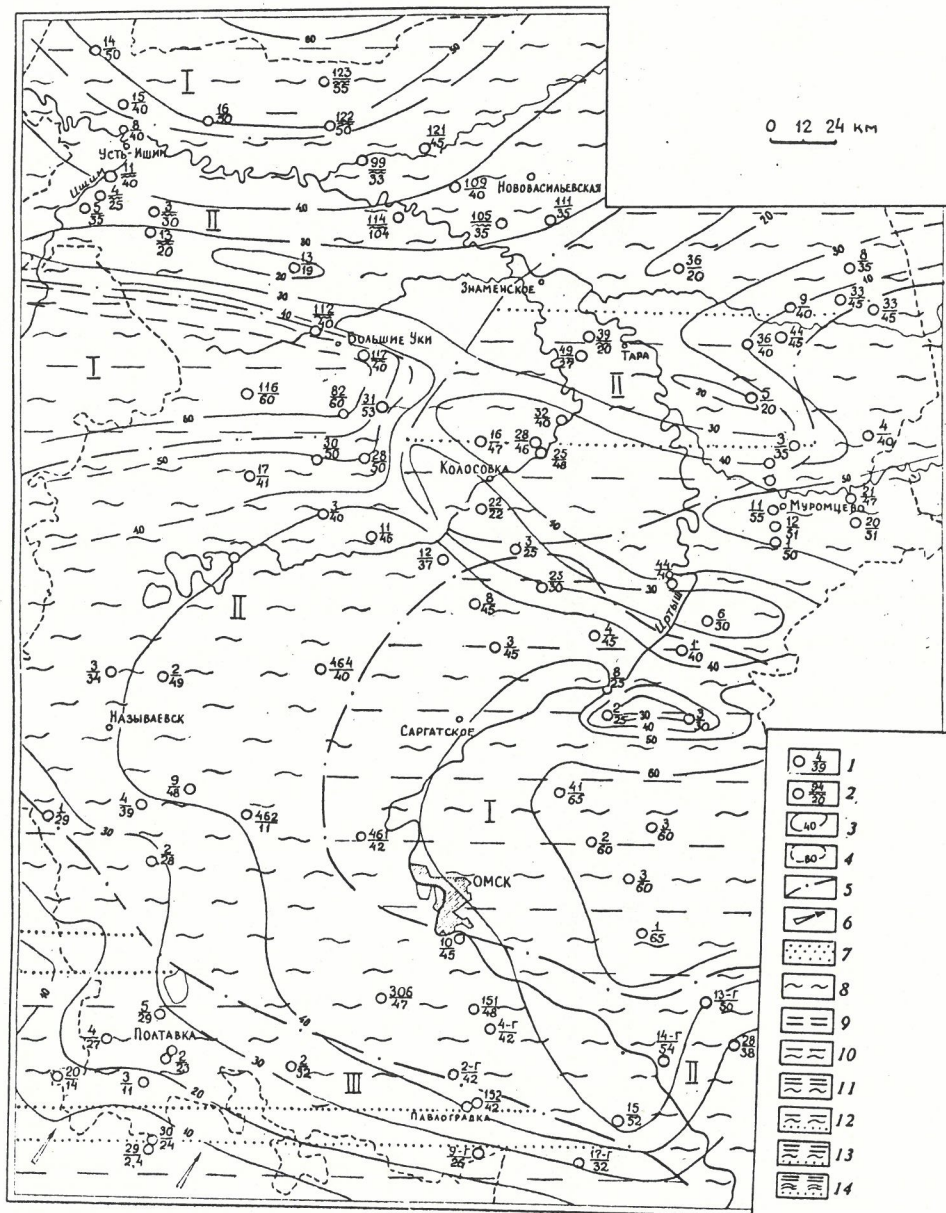
В строении журавской свиты главную роль играют алевроиты серовато-зеленого и серого цвета со сла-

бым зеленоватым оттенком полевошпат-кварцевого состава. Они состоят из алевроитовых частиц, количество которых колеблется от 51 до 76 %, а чаще составляет 51—60 %. В них всегда присутствуют глинистые частицы (28—48 %), песчаные (до 5 %) и иногда наблюдаются отдельные гравийные зерна. Текстура пород слоистая. Слоистость тонкая (1—2 мм), разная — волнистая, косая, линзовидная, реже горизонтальная, обусловленная наличием глинистого вещества. Алевроиты часто содержат прослои алевроитовых глин мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Переходы от одной разновидности пород к другой то резкие, то постепенные.

Пески мелкозернистые и разнотернистые полевошпат-кварцевого состава. Они содержат в большом количестве алевроитовый материал, а вблизи горного обрамления часто гравий. Хорошо отсортированные разности встречаются редко и приурочены к северо-восточным районам. В вертикальном разрезе они постепенно переходят в алевроиты. Вблизи горного обрамления в них присутствуют растительные остатки.

Плохо отсортированные породы развиты главным образом в районах, находящихся вблизи Казахского нагорья. Это песчано-алеврит-глинистые породы с некоторым преобладанием алевроитовых частиц и примесью до 7 % крупного песка и гравия. Иногда встречаются и такие разности, в составе которых главную роль играют крупный песок (35 %) и гравий (22 %) с примесью алевроит-глинистого и мелко-среднепесчаного материала.

Породы журавской свиты содержат, как правило, доли процента тяжелой фракции и только за счет наличия аутигенных минералов содержание ее повышается до 4—5 %. Среди аути-



Литолого-палеогеографическая карта позднего олигоцена (журавская свита), составлена С.М. Казаковой.

1 — скважины (в числителе — номер, в знаменателе — мощность, м); 2 — скважины с неполной мощностью свиты за счет размыва верхней части; 3 — линии равных мощностей; 4 — предполагаемые линии равных мощностей; 5 — граница распространения литологических комплексов; 6 — направление сноса; 7 — песок, 8 — алеврит, 9 — глина; для двух типов пород: 10 — чередование пород, количество которых в разрезе примерно равно; 11 — чередование пород со значительным преобладанием одной из них; для трех типов пород: 12 — чередование пород, количество которых в разрезе примерно равно, 13 — чередование пород с преобладанием одной из них, 14 — чередование пород со значительным преобладанием двух из них; условия накопления: I — озерные сравнительно глубоководные, II — озерные мелководные, III — озерно-аллювиальные



генных минералов встречается сидерит, количество которого изменяется от единичных зерен до 40 %. В единичных зернах попадает лимонит. Зерна сидерита чистые, прозрачные, иногда лимонитизированные, неправильной и сноповидной формы. В распределении его по площади наблюдается следующая закономерность: чем дальше от Казахского нагорья, тем в больших количествах он присутствует в породах.

Среди обломочных минералов тяжелой фракции преобладают минералы группы эпидот-цоизита (36—58 %) и ильменит (21—56 %). Процентное соотношение их в разрезе и по площади непостоянно. Вблизи горного обрамления преобладают то минералы группы эпидот-цоизита, то ильменит. По мере удаления от Казахского нагорья уменьшается содержание минералов группы эпидот-цоизита и преобладающим минералом становится ильменит.

В породах всегда присутствуют циркон (3—9 %), анатаз (3—5 %), слюды, обыкновенная роговая обманка (1—4 %). Постоянно от единичных зерен до 1, реже 2 % встречаются гранат, рутил, турмалин, дистен, ставролит, андалузит, силлиманит, апатит, иногда сфен, глаукофан, тремолит.

Легкие фракции представлены кварцем (65—70 %), полевыми шпатами (19—30 %), слюдами (2—10, иногда до 15 %), глауконитом (2—17 %), органо-генным опалом (от единичных зерен до 2 %). Количество глауконита, опала и слюд постепенно увеличивается с юго-запада к северо-востоку.

В распределении типов пород и минералов отмечается некоторая зональность. На описываемой территории можно выделить три зоны, сменяющие друг друга с юго-запада на северо-восток по мере удаления от горного обрамления. Первая зона (прибрежная) охватывает юго-западный район, находящийся в непосредственной близости от Казахского нагорья. Здесь в строении разреза наряду с глинами (30 %) и алевроитами (40 %) значительную роль играют разнотернистые пески (15 %) и плохо отсортированные породы (15 %). Во всех породах часто встречаются примесь гравийного материала и растительные остатки. Для зоны характерны слои перебитых пород — беспорядочное скопление глинистого и песчаного материала и растительных остатков. Имея незначительную мощность (5—15 см), они не играют заметной роли в сложении разреза журавской свиты, однако представляют характерные для района образования, свидетельствующие о неустойчивом тектоническом режиме в начале позднего олигоцена и, возможно, частичном перемыве ранее отложившихся осадков. Для пород прибрежной зоны характерны серый с очень слабым зеленоватым оттенком цвет пород, наличие растительных остатков, пониженное содержание слюд, глауконита, сидерита, повышенное — минералов группы эпидот-цоизита, полевых шпатов.

К северо-востоку от первой зоны располагается вторая зона — переходная от прибрежной к относительно глубоководной. Отложения второй зоны также представлены алевроитами (45 %), глинами (45 %), в меньшей степени песками (5—10 %) и плохо отсортированными породами, однако здесь меньше крупного песка, отсутствуют гравий и растительные остатки, заметно улучшается сортировка пород, реже и меньшей мощности наблюдаются слои перебитых пород. Для переходной зоны характерны пониженное содержание минералов группы эпидот-цоизита, повышенное — ильменита, цирко-

на, анатаза; часто отмечаются прослойки, насыщенные этими минералами.

Третья зона (относительно глубоководная) приурочена к Омской впадине. Отличительной особенностью отложений зоны является то, что они сложены исключительно алевроитами (50 %) и глинами (50 %). Это тонкое равномерное преимущественно горизонтальное переслаивание зеленовато-серых алевроитовых глин и глинистых алевроитов. Участками наблюдаются прослои слабосцементированных пород, обогащенных сидеритом, мощностью 5—20 см. Растительные остатки встречаются только на границе с новомихайловской свитой. Увеличивается содержание сидерита и глауконита.

Рассмотренные отложения образовались в условиях пресноводного бассейна, располагавшегося к северо-востоку от Казахского нагорья, которое представляло собой сушу и являлось источником сноса. Пресноводный характер устанавливается по наличию пресноводных диатомовых водорослей, которые были изучены и определены В.Н.Векшиной в более северных районах. Во всех образцах она указывает на остатки скелетов очень обильных пресноводных диатомовых водорослей, относимых к виду *Melosira prae-islandica* O.Nüll. Кроме этого вида, отмечены единичные *M.praegranulata* (Ehr) Ralfs., *M.praedistans* и многочисленные экземпляры нового вида *Melosira* sp. nov. Почти во всех образцах присутствуют остатки скелетов многих диатомей, переотложенных из подстилающих палеогеновых морских отложений. Вместе со скелетами диатомовых водорослей в отложениях описываемой свиты очень часто обнаруживаются спикулы губок. По мнению В.Н.Векшиной, журавская свита — образование континентального позднеолигоценового бассейна, а встреченные морские формы диатомей переотложены (Абакумова, 1962).

Пресноводный характер бассейна определяется и по химическим анализам водной вытяжки легко растворимых солей, которые были проведены для образцов из скв. 2-Г (Болгуза) с глубины 111,8—120,5 м и скв. 13-Г (Стеглянка) с глубины 135—142 м. В пересчете на 1 л воды содержание солей составляет для скв. 2-Г — 0,21 г/л, для скв. 13-Г — 0,53 г/л.

Об озерном происхождении отложений журавской свиты говорят зональное расположение пород, правильная ясная тонкая слоистость, небольшие мощности, преобладание алевроитов и песков у берега и алевроитов и глин в более глубоких частях бассейна.

Изменение гранулометрического состава от грубо-зернистых разностей на юго-западе до тонкозернистых на северо-востоке свидетельствует о постепенном удалении в северо-восточном направлении областей седиментации от источника сноса и об увеличении глубины бассейна.

На основании литолого-минералогических исследований можно предположить, что основным источником сноса было Казахское нагорье. В разрезах скважин, расположенных вблизи Казахского нагорья, встречаются разнотернистые пески и алевроиты часто с гравием, отмечается повышенное содержание малоустойчивых к выветриванию минералов. В более северных районах грубые пески и гравий совершенно отсутствуют, увеличивается роль устойчивых минералов. В мелкозернистых песках и алевроитах журавской свиты повышается содержание ильменита и циркона. Они связаны в основном с отложениями переходной зоны. В районах перехода



Приказахстанской моноклинали в Омскую впадину содержание ильменита иногда повышается до 90 % и более. Циркон-ильменитовые россыпи хорошо оконтуриваются по минеральному составу тяжелых фракций.

Кровля журавской свиты погружается к северо-востоку. В этом же направлении увеличивается мощность отложений журавской свиты.

Изучаемая территория в 1955—1965 гг. была покрыта геосъемкой м-ба 1:200 000. В начале съемки палеогеновые отложения юга Западной Сибири рассматривались как единая нерасчлененная толща под названием «некрасовская серия», а неогеновые — «бурлинская серия». С целью расчленения толщ было выполнено огромное число самых разных анализов, в т.ч. и литолого-минералогических. В результате к концу съемки благодаря огромным усилиям геологов «серии» уже расчленялись на свиты и подсвиты.

Однако часть толщ изучаемой территории (листы N-43-I, N-43-VII, N-43-XIII и др.), на которой съемочные работы были проведены, по литолого-минералогическим признакам не расчленены. До сих пор на этих огромных площадях по литолого-минералогическому составу они рассматриваются как единая нерасчлененная толща (З.Я.Сердюк, 1958, 1959, 1960).

Автор предлагает литологические и минералогические признаки, по которым можно уверенно расчленять в этом районе «немые» в палеонтологическом отношении толщи, в т.ч. и те, которые не расчленены З.Я.Сердюк.

1. В центральных районах Западной Сибири отложения журавской свиты в отличие от коричневатосерых подстилающих и перекрывающих пород имеют явный зеленоватый оттенок, что является корреляционным признаком. На изучаемой территории в Омской впадине отложения свиты также явно зеленоватого оттенка. Однако по направлению к Казахскому нагорью породы постепенно становятся серыми. Это объясняется фациальной изменчивостью и условиями осадконакопления, что обязательно необходимо учитывать при расчленении толщ и корреляции разрезов на больших расстояниях.

2. Для отложений журавской свиты характерно наличие глауконита, количество которого изменяется по площади. Так, в скв. 2-Г (Юрьево) — Омская впадина, вблизи г.Калачинск — содержание глауконита составляет 17 %, а в скв. 3 (Щегловка) — вблизи Казахского нагорья — падает до нескольких процентов. Однако наличие глауконита в журавской свите является корреляционным признаком независимо от его количества. Разное количество глауконита в породах журавской свиты объясняется фациальной изменчивостью и условиями осадконакопления.

3. Характерный признак отложений журавской свиты — наличие органогенного опала (спикулы губок), количество которого изменяется по площади. В Омской впадине оно составляет 1—2 %, а вблизи Казахского нагорья снижается до долей процента. Присутствие опала является корреляционным признаком, а изменения его количества по площади объясняется фациальной изменчивостью и условиями осадконакопления.

4. В отложениях журавской свиты в центральных районах Западной Сибири отсутствуют растительные остатки, что является корреляционным признаком. В Омской впадине растительных остатков

также нет, они встречаются только на границе с новомихайловской свитой. Однако вблизи Казахского нагорья растительные остатки в отложениях журавской свиты отмечаются по всему разрезу. Это объясняется фациальной изменчивостью и условиями осадконакопления.

5. В центральных районах Западной Сибири палеогеновые отложения сравнительно хорошо расчленяются. Вблизи Казахского нагорья в связи с фациальной изменчивостью визуальное расчленение толщ затруднено.

Автор данные толщи расчленяла по минеральному составу (С.М.Казакова, 1968, 1969, 1970, 1972, 1974, 1982, 1985, 1990). Скрупулезные исследования позволили выделить характерные признаки, присущие каждой свите, и проследить их изменение одновременно с изменением фациального состава отложений. Выявленные закономерности позволили автору расчленить толщи, считавшиеся нерасчлененными, и коррелировать разрезы на больших расстояниях. Рассмотрим это на конкретном примере.

Как отмечалось, характерным признаком отложений журавской свиты является наличие глауконита, количество которого изменяется по площади. Глауконит встречается также в подстилающих (новомихайловская свита) и в перекрывающих (абросимовская свита), отложениях но, как правило, в центральных районах Западной Сибири в журавской свите его содержится намного больше, чем в других свитах. Однако, на что следует обратить особое внимание, вблизи Казахского нагорья это соотношение может резко измениться, т.е. в отложениях журавской свиты количество глауконита может быть меньше, чем в новомихайловской и абросимовской свитах, при этом наличие глауконита не перестает быть надежным корреляционным признаком. Даже незначительное содержание глауконита позволяет отнести эту толщу к журавской свите.

При изучении под микроскопом видно, что глауконит журавской свиты заметно отличается от глауконита новомихайловской и абросимовской свит более крупными размерами зерен, овальной — «лапчатой» — формой минералов с характерными для глауконита трещинами, возникшими, по-видимому, в результате старения коллоида, и более свежей поверхностью минералов. Глауконит журавской свиты аутигенный, т.е. образовался одновременно с вмещающими его осадками. Глауконит новомихайловской и абросимовской свит мельче по размеру — вероятно, это обломки некогда крупных зерен, с сильно выветрелой поверхностью минералов, что указывает на их неоднократный перемыв и переотложение. Таким образом, вблизи Казахского нагорья главным признаком отложений журавской свиты является не количество глауконита, а его внешний облик.

В журавской свите может присутствовать одновременно аутигенный и переотложенный глауконит. По этим же признакам можно легко различить эти разновидности. Натренированный глаз литолога безошибочно с помощью микроскопа только по глаукониту определит, куда отнести породы — к журавской или другим свитам. Как правило, такое решение литологом принимается по совокупности исследований и других минералов. К сожалению, многие литологи пренебрегают этим, и толщи остаются нерасчлененными.

6. Количественное и качественное соотношения других минералов тоже указывают на принадлежность пород именно к журавской свите. Минер-



ральный состав отложений журавской заметно отличается от такового отложений новомихайловской и абросимовской свит, описание которого нами было дано ранее (С.М.Казакова, 1968, 1969 и др.). Граница между журавской и абросимовской свитами хорошо отбивается по литолого-минералогическому составу. В породах абросимовской свиты, по сравнению с журавской, резко возрастает роль минералов группы эпидот-цоизита и снижается роль ильменита, исчезают опал и глауконит, характерные для журавской свиты. Глауконит абросимовской и новомихайловской свит резко отличается от глауконита журавской свиты по морфологии и степени сохранности, что свидетельствует о переотложении.

Итак, нами выявлены литолого-минералогические признаки отложений журавской свиты. По этим признакам можно уверенно выделять отложения журавской свиты на юге Западной Сибири — и в Омской впадине, и вблизи Казахского нагорья, расчленять толщи, вскрытые новыми скважинами, а

также «старыми», толщи которых не были расчленены З.Я.Сердюк.

По литолого-минералогическому составу нами уверенно расчленяются толщи, которые визуальнo не расчленяются и которые по решению Межведомственных совещаний по стратиграфии Сибири (1957, 1960, 1970) считались нерасчлененными. Это свидетельствует о надежности литолого-минералогического метода, с помощью которого можно самостоятельно, без палеонтологического обоснования, расчленять «немые» толщи и коррелировать разрезы на больших расстояниях. При расчленении толщ и корреляции разрезов на больших расстояниях необходимо учитывать фациальную изменчивость пород. Все это имеет важное практическое, научное и методическое значение и может быть использовано при крупномасштабной съемке. Результаты работ, полученных нами вблизи Казахского нагорья, могут использоваться по методу аналогии и в других районах Западной Сибири — вблизи горных обрамлений Алтая и Урала.

## Хроника

УДК (047.6)

© Д.И.Горжевский, М.Н.Денисов, 1997

### **Владимир Михайлович Крейтер — основатель учения о поисках и разведке месторождений полезных ископаемых**

В 1997 г. исполняется 100 лет со дня рождения выдающегося русского ученого — основателя учения о поисках и разведке месторождений полезных ископаемых, основоположника отечественной школы разведчиков недр — Владимира Михайловича Крейтера.

В настоящей статье нет возможности рассмотреть сколько-нибудь подробно биографию В.М.Крейтера, его значение как выдающегося педагога и его человеческое обаяние. Эти вопросы рассмотрены в недавно вышедшей книге «Крейтер Владимир Михайлович», авторами которой являются Д.С.Крейтер, В.В.Аристов и Н.Н.Трофимов. Здесь мы ограничимся лишь кратким изложением существа его взглядов на задачи и методы учения о поисках и разведке месторождений полезных ископаемых.

Владимир Михайлович родился 24 октября 1897 г. в г. Кузнецке Томской губернии. В 1915 г. поступил в Петербургский горный институт. В 1916 г. был призван в армию. После тяжелого ранения он служил в Красной Армии и в 1921 г. был демобилизован.

С 1923 г. В.М.Крейтер участвует в геологических исследованиях; сначала на Урале, а в 1926 г. становится начальником крупной Восточно-Забайкальской разведочной партии, занимавшейся разведкой полиметаллических месторождений Приаргуны. В 1928 г. Владимир Михайлович окончил Петербургский Горный институт и работал старшим геологом Геологического Комитета (в настоящее время ВСЕГЕИ).

В 1929 г. он был командирован в США для ознакомления с постановкой геологических работ на месторождениях цветных металлов. За время полугодовой командировки В.М.Крейтер ознакомился с рядом месторождений цветных металлов США и

Мексики, в том числе Юнайтед Верд, Тинтик и Кананеа в Мексике.

По возвращении из командировки Владимир Михайлович изучал зоны окисления медноколчеданных месторождений Южного Урала и их золотоносность (Блява, Комсомольское, Бурибай и др.); молибден-порфировое месторождение Каджаран в Армении, золоторудные месторождения Кумак на Южном Урале, Степняк, Бес-Тюбе, Майское и Джусалы в Казахстане, месторождения меди, свинца и цинка в Сибири, Средней Азии, Донбассе и т.д.

Наряду с изучением и оценкой месторождений, он продолжал разработку проблемы подсчета запасов полезных ископаемых. В 1937 г. была опубликована его работа «Основные принципы классификации и подсчета запасов полезных ископаемых».

Все это позволило ему написать и опубликовать в 1940 г. выдающуюся книгу «Поиски и разведка полезных ископаемых», рекомендованную в качестве учебника для высших учебных заведений геологического профиля.

Эта книга произвела настоящую революцию в геологоразведочном деле и в сознании геологов, осуществляющих поиски и разведку полезных ископаемых. Она стала настольной книгой всех поисковиков и разведчиков. Вместе с тем она являлась прекрасным учебником, по которому десятки лет учились студенты. Ее основное достоинство заключается в том, что разрозненные и несистематизированные сведения о поисках и разведке полезных ископаемых, изложенные в книгах и статьях, опубликованные различными авторами до 1940 г. были связаны в стройную систему последовательных выводов и рекомендаций, основанных на выдвинутых В.М.Крейтером положениях, подтвержденных ог-



ромным практическим опытом уже проведенных геологоразведочных работ.

Прежде всего в книге подчеркнуто, что наука о полезных ископаемых все более и более разделяется на два учения: первое из них посвящено условиям образования полезных ископаемых, а второе, именуемое в книгах как поисково-разведочное дело, «есть геолого-экономическая наука, изучавшая условия нахождения, способы наиболее эффективного выявления и оценки месторождений полезных ископаемых». Главная задача этого учения заключается в выявлении *промышленных* месторождений полезных ископаемых в кратчайший срок и при минимальных затратах. При этом промышленными называют месторождения, которые экономически целесообразно и технически возможно разрабатывать на данном уровне техники и производительности труда.

Поисково-разведочное дело широко использует генетические построения, но основывается на иных принципах. В основу группировки месторождений заложены: 1) форма и размеры рудных тел; 2) качество, т.е. состав минералов и их распределение; 3) вмещающие породы.

В книге выделяются следующие этапы геологоразведочного процесса: поиски, поисково-разведочные работы, предварительная, детальная и эксплуатационная разведки.

При поисках необходимо все геологические данные анализировать с точки зрения возможности нахождения не полезных ископаемых вообще, а промышленных концентраций полезных ископаемых, но разведка должна сопровождаться необходимым и достаточным числом выработок для того, чтобы дать возможность разведчику определить ориентировочную стоимость 1 т (1 кг или 1 г) будущей продукции и эффективность капиталовложений.

Основная идея курса «поисково-разведочного дела», как подчеркивает В.М.Крейтер, *оценочная*, т.е. экономическая. Она не может быть реализована без учета «комплексности проявления и использования полезных ископаемых, а следовательно, комплексного ведения поисковых и разведочных работ». Комплексность В.М.Крейтером понимается в трех разрезах: 1) комплексное использование всех компонентов данного месторождения; 2) комплексные поиски и разведка всех видов полезных ископаемых, необходимых для данного производства; 3) комплексный учет всех условий будущей эксплуатации — гидрогеологических, горнотехнических, попутно вскрываемых других полезных ископаемых и т.д.

Как подчеркивает В.М.Крейтер, разведчик должен будировать мысль технологов в области максимального использования различных компонентов сырья. «Невозможно допустить такое положение (которое имело место), чтобы при поисках золота не обращали внимания на малые и цветные металлы или на выходы углей и признаки нефти, а специалисты по угляю и осадочным месторождениям не видели и не обращали внимания на проявления металлических месторождений». Эта важнейшая рекомендация, к сожалению, в последующие десятилетия не соблюдалась и недостаточно соблюдается в настоящее время.

В числе блестящих идей, высказанных в этой книге, особенно следует отметить открытие понятия о промышленных (точнее геолого-промышленных) типах месторождений полезных ископаемых и их предложенную классификацию. В.М.Крейтер впервые обратил внимание на то, что главную роль в

добыче полезных ископаемых играет относительно небольшое число геолого-промышленных типов месторождений, в то время как остальная масса генетических типов не имеет большого практического значения. Исходя из этого, в основу предложенной классификации он положил форму, размеры, условия залегания рудных тел, состав руд и количество добываемого в мире данного полезного ископаемого. Эта группировка не исключает обязательного *индивидуального* подхода к каждому вновь открываемому месторождению, а также не противоречит генетической классификации месторождений.

Книга, опубликованная в 1940 г., состоит из следующих основных разделов: поиски, поисково-разведочные работы, опробование, разведка, геологическое обслуживание действующих рудников и геолого-экономическая характеристика месторождений.

В разделе поисков основные проблемы заключаются в ответе на три вопроса: «что искать, где искать и как искать»; на первый вопрос отвечает группировка геолого-промышленных типов месторождений, на второй — поисковые критерии и анализ выходов полезных ископаемых, наконец, на третий — применение тех или иных методов поисков.

В разделе поисково-разведочных работ выдающееся значение имеет первая попытка создания генетической классификации структур рудных месторождений.

Следует подчеркнуть, что изложенные принципы нового учения о поисках и разведке были выдвинуты впервые в мире. За рубежом, уже позже, подобный подход в некоторой степени осуществил американский геолог А.Бетман, который в 1942 г. опубликовал книгу «Промышленные минеральные месторождения». Эта книга была издана на русском языке в 1949 г. под редакцией и с предисловием В.М.Крейтера.

В 1949 г. Владимир Михайлович по ложному доносу был арестован и 5 лет провел в лагере. На этот период вся его научная деятельность прекратилась, а его труды, в том числе и книга, были изъяты из библиотек. В 1954 г. В.М.Крейтер был реабилитирован и вернулся к научной и педагогической деятельности.

В 1956 г. была опубликована его книга «Структура рудных полей», в которой он на новой теоретической основе усовершенствовал свои более ранние представления о структурах рудных полей и месторождений, изложенные им еще в 1940 г. Одним из наиболее важных выводов в этой книге, вероятно, является «структурная зональность» разрывов и трещин, имеющих важное рудоконтролирующее значение.

В 1960 г. вышло в свет второе издание книги «Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых», переработанное и дополненное. В этой книге В.М.Крейтер рассматривает учение о поисках и разведке уже как науку, а не «искусство» или «дело», т.к. это учение имеет не только свой предмет и цель, но и обладает особыми методами исследования и возможностью предсказания. Основным ведущим методом данной науки является оценка геолого-минералогической обстановки, а также соотношение между геологическими, горно-техническими, технологическими и экономическими данными с целью установления геолого-промышленного типа найденного месторождения и выбора наиболее целе-



сообразных способов поисков, разведки и подсчета его запасов.

В первой главе предлагается считать геолого-промышленным такой тип месторождений, который дает не менее 2—3 % мировой добычи. В.М.Крейтер подчеркивает, что группировка промышленных месторождений должна базироваться на таких параметрах, как форма рудных тел, размеры, качество, т.е. минеральный состав и содержание полезных компонентов и условий залегания; форма и условия залегания оказывают решающее влияние на выбор системы разведки и разработки месторождений, а также на способы и средства разведки и параметры разведочной сети.

Вторая и третья главы, посвященные поисковым критериям и признакам, отличаются от первого издания сравнительно подробным рассмотрением геохимических и геофизических критериев и применением этих методов вместе с аэрогеологическими для поисков.

В разделе поисково-разведочных работ по новым материалам изложены методы крупномасштабной съемки, структуры рудных полей и месторождений и дана оценка выходов месторождений. Здесь же впервые рассмотрены особенности прогноза и поисков месторождений скрытого типа и заложены основы выделения благоприятных геологических обстановок для месторождений различных полезных ископаемых.

В.М.Крейтер — общепризнанный родоначальник науки о разведке месторождений твердых полезных ископаемых. Он впервые в качестве единого целого осветил предмет, цели и методы разведочных работ, их задачи и пути решения. Рассматривая то принципиально новое, что сделано В.М.Крейтером в учении о разведке, следует в первую очередь отметить положения о стадийности геологоразведочных работ как естественного процесса оценки экономического значения выявленного месторождения и подготовки его к промышленному освоению.

В основу выделенных стадий были положены особенности геологического строения месторождений, степень изменчивости основных параметров рудных тел и достоверность разведочной информации. Все это наряду с определением конкретных задач, которые надлежало решать на той или иной стадии, позволило на практике резко повысить экономическую эффективность геологоразведочных работ в стране за счет своевременного отбраковки рудопроявлений, не имеющих промышленного значения, и концентрации усилий на разведке многочисленных месторождений, послуживших основой минерально-сырьевой базы страны. Отступление от положений стадийности, наблюдавшееся на рубеже 40—50-х годов, привело к тому, что тысячи детально разведанных месторождений были признаны в итоге непромышленными и списанными с государственного баланса. Не утратили значения основные положения о стадийности геологоразведочного процесса и в наши дни. Как и в прочих странах с рыночной экономикой, положения о стадийности носят рекомендательный характер. Однако соблюдение их является одним из условий эффективности геологоразведочных работ.

Вместе с задачами, которые решаются на той или иной стадии разведки, В.М.Крейтером были рассмотрены основные способы определения оптимальной плотности разведочной сети на основе формул математической статистики. Это впервые при-

близило геологов к количественной оценке надежности полученных результатов и позволило критически проанализировать накопленный опыт. Естественно, что с развитием геостатистики и внедрением ЭВМ обоснование оптимальной плотности разведочной сети вышло на принципиально новый уровень. Однако неизменными остаются основные положения, выдвинутые В.М.Крейтером — соответствие применяемого метода достоверности исходной информации при существующей изученности месторождения. Именно соблюдение этого положения позволяет избавиться от гипноза цифр мнимой достоверности результатов и обосновать последовательную цепочку способов определения рациональной плотности сети по мере накопления знаний о месторождении.

Общее значение для развития теории и практики разведки имела разработанная В.М.Крейтером разведочная группировка месторождений твердых полезных ископаемых, которая предопределила целесообразную степень изученности месторождений при подготовке их к промышленному освоению. Подразделение месторождений на 4 группы (первоначально на 5, позднее третья группа была упразднена) сохранило значение до настоящего времени и является одной из основ классификации запасов и прогнозных ресурсов.

Логически взаимосвязана с этой группировкой и предложенная В.М.Крейтером рациональная система разведки месторождений. В основу ее положена разрешающая возможность разведочных выработок в изучении геологического строения месторождения и определения количества и качества запасов полезного ископаемого. Результатом этого исследования явилось широкое внедрение бурения в качестве основного способа разведки. Горные выработки стали предназначаться в первую очередь для выявления основных особенностей месторождений очень сложного строения, характеризующихся резкой изменчивостью мощности и содержания.

Среди практических рекомендаций В.М.Крейтера, сыгравших существенную роль в развитии минерально-сырьевой базы страны, особо следует отметить внедрение дробового бурения в качестве основного средства разведки в период с 30-х по 60-е годы в условиях резкого дефицита в стране технических алмазов.

Геологи старшего поколения хорошо помнят выступления В.М.Крейтера за использование запасов категории  $C_2$  при проектировании горных предприятий, против переразведки месторождений, формального использования инструкций по применению классификации запасов полезных ископаемых.

Через 8 лет после выхода второго издания книги «Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых» публикуется книга «Теоретические основы поисков и разведки твердых полезных ископаемых». К составлению этой книги В.М.Крейтер привлек группу своих учеников, оставаясь одним из главных авторов и редактором этой книги. К сожалению, второй том этой книги, который, как предполагалось, должен быть посвящен проблемам теоретических основ разведки, в связи со смертью Владимира Михайловича так и не был написан.

В опубликованной в 1968 г. книге В.М.Крейтер обращает внимание на то, что бурное развитие учения о полезных ископаемых и геохимических и геофизических исследованиях существенно увеличило элемент научного прогноза при поисках и разведке,



т.е. можно с большой уверенностью, чем раньше, говорить об определенных теоретических основах поисков и разведки. В этом отношении данная книга существенно отличается от опубликованных ранее работ В.М.Крейтера (1940, 1960).

Здесь рассмотрена проблема связи месторождений полезных ископаемых с геологическими формациями, и тем самым заложены основы рудноформационного анализа, проанализированы закономерности размещения и типы промышленных месторождений в различных геотектонических структурах земной коры, углубленно рассмотрены геохимические критерии поисков и первичные, а также вторичные геохимические ореолы, как поисковые признаки, критически изложен, еще небольшой к тому времени опыт и методика составления прогнозных карт, подробно рассмотрены типовые геологические обстановки и особенности их изучения при проведении поисково-разведочных работ геологическими, геофизическими и геохимическими методами.

В книгах В.М.Крейтера отчетливо подчеркивается мысль о том, что весь геологоразведочный процесс должен осуществляться по принципу «последовательного приближения», т.е. от рекогносцировочного исследования больших площадей к более детальному изучению ограниченных территорий и еще более тщательному изучению самих месторождений и рудных тел.

Другой особенностью работ Владимира Михайло-

вича является стремление показать неотделимость поисков от геологической съемки самых различных масштабов и роль геологических карт для прогнозов и поисков полезных ископаемых.

Нельзя не отметить стремление В.М.Крейтера подчеркнуть роль отечественных ученых в развитии учения о поисках и разведке полезных ископаемых; достаточно сказать, что он, одним из первых, еще в 1937 г., высоко оценил значение исследований М.В.Ломоносова и вновь возвращался к этому вопросу в своих публикациях в 1940 и 1944 г.

Все сказанное свидетельствует о той огромной роли, которую сыграли книги, статьи, доклады, лекции, консультации В.М.Крейтера в становлении и развитии учения о поисках и разведке месторождений полезных ископаемых не только в нашей стране, но и во всем мире; его работы изданы на английском, французском, испанском и китайском языках, и ученики распространили его идеи в самых отдаленных уголках мира, в том числе в Азии и Латинской Америке.

В.М.Крейтеру посвящены довольно многочисленные статьи, опубликованные, преимущественно, в отечественных изданиях. Однако большая часть их носит биографический характер. Рассмотрение существа идей В.М.Крейтера и их роли для современных методов поисков и разведки полезных ископаемых нуждается в дальнейших исследованиях.

УДК (047.6)

© В.И.Старостин, 1997

## Восьмые научные чтения им. академика В.И.Смирнова

В.И.СТАРОСТИН (МГУ)

В Московском государственном университете им. М.В.Ломоносова, на геологическом факультете 31 января 1997 года состоялись очередные восьмые научные чтения имени Владимира Ивановича Смирнова. К чтениям Фонд имени академика В.И.Смирнова выпустил Смирновский сборник-96 (Научно-литературный альманах), в котором помещены материалы предыдущих седьмых Смирновских чтений 1996 года.

Сборник открывается вступительным словом ректора МГУ, чл.-корр. РАН В.А.Садовниченко и декана геологического факультета проф. Б.А.Соколова. Кроме того, ректор В.А.Садовниченко дал интервью четвертому каналу Российского телевидения, в котором высоко оценил деятельность Фонда. О работе Фонда и научных чтениях на страницах сборника поделились впечатлениями, мнениями и воспоминаниями о В.И.Смирнове академики РАН: Н.П.Лаверов, Н.Л.Добрецов, А.А.Маракушев, Д.В.Рундквист, Н.А.Шилов, чл.-корр. РАН А.С.Марфунин, профессор МГУ В.Т.Трофимов, директор ЦНИГРИ И.Ф.Мигачев, проф. Г.Ф.Яковлев, председатель Недрапромбанка Б.Л.Сидельников.

Специально для издания выдающийся ученый XX века академик В.Е.Хаин написал статью о геологическом строении одного из крупнейших и важнейших металлогенических образований мира — Средиземноморском подвижном поясе.

В первом разделе сборника помимо статьи В.Е.Хаина помещены доклады: В.Т.Трофимова

«Традиции и новации в современном высшем геологическом образовании», Н.Л.Добрецова «Рудообразование и глобальные геологические процессы: эволюция и проблемы периодичности» и И.Ф.Мигачева «Металлогения вулcano-плутонических поясов активных континентальных окраин».

Второй раздел сборника включает научно-популярные произведения, рецензии, рассказы, стихи, воспоминания и путевые заметки геологов. Его открывает статья В.И.Смирнова «Как были названы минералы». Одновременно впервые печатается краткий отзыв об этой статье известного геолога проф. Г.П.Горшкова. Проф. М.В.Голицин посвятил одно из своих стихотворений «Геолог» памяти акад. В.И.Смирнова.

Обстоятельная работа Е.А.Ефимовой и А.И.Ефимова «Демидовы и развитие естественных наук в России» относится к историческому жанру. В ней описана деятельность главным образом Прокопия Акинифиевича Демидова, знаменитого тульского кузнеца и оружейника.

В.Г.Лешков на большом фактическом материале дал интересное описание эпохи освоения Ленских россыпей (История старинного Ленского прииска). Продолжает тему о жизни и деятельности старателей и значении их труда для России статья талантливейшего руководителя старательскими артелями нашей страны В.И.Туманова («Где бессильно государство — золото стране дают старатели»).

Известный петрофизик В.И.Звягинцев написал



для сборника научно-популярную статью «Белый камень в русской архитектуре». Речь в ней идет об удивительном мячковском известняке Подмосквы, из которого в течение многих столетий создавалась каменная летопись России.

Профессор Н.В.Короновский в небольших путевых заметках описал и иллюстрировал собственными рисунками свои впечатления от поездки по Центральной Мексике (Серебряное сердце Мексики), где сосредоточены золото-серебряные месторождения, активно разрабатывавшиеся в XVIII и XIX вв., а в настоящее время в большинстве отработанные и заброшенные.

В следующих работах профессоров Б.А.Соколова («Рационально об иррациональном») и А.Г.Жабина («Хины как ступени эволюции человеческой личности») предприняты попытки с позиции геологии дать объяснения не поддающимся в данный момент научному анализу явлениям природы.

В 1975 г. состоялся очень важный 14 рейс НИС «Дмитрий Менделеев», который был посвящен металлоносным осадкам океана. В экспедиции приняли участие ведущие ученые Института вулканогенной, МГУ, ГИН, ГЕОХИ, ИФЗ, научных организаций Иркутска, Магадана, Владивостока, и других городов. Кроме того, на корабле работали геологи США, Перу, Германии, Коста-Рики. В рейсе участвовал академик В.И.Смирнов. По результатам его исследований и анализу материалов, полученных данной экспедицией, В.И.Смирнов опубликовал одну из основополагающих статей «О металлогении океана».

Жизнь на корабле была насыщена интересными исследованиями, постоянными семинарами, веселыми обрядами и развлечениями. К концу рейса, когда все участники «корпели» над отчетом, литолог из ГИН В.И.Муравьев написал трактат в стихах на тему металлогении океана.

В сборнике помещены также стихи, написанные в студенческие годы будущим крупным ученым тектофизиком М.В.Гзовским и его товарищами о Крымской геологической практике. Известный ученый-петрограф В.И.Чернов написал рассказ о том, как его молодого специалиста судьба свела в 1950 г. с будущим знаменитым поэтом Евгением Евтушенко. В книге помещены также собственные стихи В.И.Чернова. Завершает сборник небольшой рассказ крупного специалиста в области неметаллических полезных ископаемых И.Ф.Романовича о приключениях в горах Сихотэ-Алиня.

На открытии Восьмых научных чтений им. В.И.Смирнова с приветственной речью выступил проректор МГУ, академик РАЕН В.Т.Трофимов. В своей речи он подчеркнул важную роль Фонда в развитии теоретической и прикладной геологии, в укреплении связи между геологами научных и производственных организаций и в воспитании молодых специалистов.

Доклад «Основные проблемы теории и практики прикладной металлогении» подготовленный министром природных ресурсов РФ, доктором экономических наук, академиком РАЕН В.П.Орловым и начальником управления этого министерства, доктором геолого-минералогических наук Л.В.Оганесяном, от имени авторов был сделан Л.В.Оганесяном.

В нем показано, что основные проблемы прикладной металлогении — геологического прогнозирования как способа научного познания и метода развития минерально-сырьевой базы выходят за пределы

специальной металлогении и охватывают экономику минерального сырья и недропользования. Это лишний раз подчеркивает особенность геологического прогнозирования как научного направления, зарождающегося на стыке геологических и экономических наук и связывающего их геологоразведочной и горнодобывающей практикой.

В связи с этим к первоочередным задачам относятся доработка и развитие методологии прогнозирования, создание геолого-экономических моделей — образов месторождений, организация учета геологических прогнозов, подготовка учебно-методических материалов и обучение специалистов.

Крупным резервом геолого-экономической оптимизации геологоразведочного процесса является сокращение стадийности работ и переход на перманентную технологию работ. Однако разработка и реализация такой технологии связаны с крупным экономическим риском, и в связи с этим нуждаются в надежном научном обосновании.

Само положение минерально-сырьевой базы на начальной точке отсчета сферы материального производства обуславливает приоритетное развитие научных направлений, максимально повышающих надежность ожидаемых результатов геологоразведочных работ.

Эти проблемы и ранее ставились неоднократно, но в новых экономических условиях, когда необходимо коренным образом ускорить процесс окупаемости инвестиций, они приобретают особо важное значение. Завершающие стадии геологоразведочных работ должны быть по времени максимально приближены к началу отработки месторождений. В большинстве же случаев должен быть реализован единый процесс совмещения во времени разведочных и эксплуатационных работ, но без ущерба воспроизводству, рациональному использованию и охране минерально-сырьевых ресурсов. Поэтому создание и развитие единой методологии прикладной — геологического прогнозирования как самостоятельного научно-производственного направления в современных условиях представляется столь же назревшим и необходимым, как это было несколько лет назад для общей и специальной металлогении.

С докладом «Вулканические пояса вулканоплутонического Тихоокеанского обрамления и связанная с ними золото-серебряная минерализация» выступил академик РАН Н.А.Шило. В докладе изложены результаты более чем 30-летнего изучения автором рудоносных вулканических поясов Тихоокеанского кольца. Было установлено, что системы этих поясов являются составной частью грандиозной планетарной структуры; они занимают внутреннюю его часть и знаменуют собой особый этап в развитии Тихоокеанского сегмента планеты. Тихоокеанские вулканогенные пояса группируются в две ветви: Восточно-Азиатскую и Западно-Американскую. Восточно-Азиатская ветвь включает Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алинский, Восточно-Корейский, Восточно-Китайский и Восточно-Вьетнамский вулканогенные пояса. Западно-Американская ветвь образована Чилийско-Перуанским, Центрально-Американским и Северо-Американским вулканогенными поясами.

Кроме прибрежно-материковой системы Тихоокеанских вулканогенных поясов в регионе обнаруживаются островодужные вулканогенные пояса; к ним относятся: Корякско-Камчатский, Японский, Филиппинский, Индонезийский, Ново-Зеландский, Алеутский, Восточно-Камчатский, Курильский и



Марианский пояса, развивающиеся в иных геологических и тектонических условиях по сравнению с окраинно-материковыми; с островодужными поясами связан активный современный вулканизм и сейсмоактивное Тихоокеанское кольцо. Все вулканогенные пояса отделяются от впадины океана глубоководным желобом, кольцом опоясывающим его донные структуры.

В пределах Тихоокеанской системы вулканогенных поясов выделяются следующие типы вулканоструктур: положительные; отрицательные, ассоциированные с эпизональными и субвулканическими интрузиями; вулканотектонические.

К *положительным* вулканоструктурам относятся вулканические конуса, имеющие простое или сложное строение; гряды или цепочки вулканических конусов, трассируемые разломами прямолинейной или овально-дуговой формы, контролируемые, бортами кальдерных депрессий; базальтовые плато; куполовидной или овальной формы поднятия, возникшие при внедрении магматических масс в земную кору, в приповерхностную ее зону; сходные положительные формы возникают при поднятии блоков фундамента, на котором формировались вулканогенные толщ.

К *отрицательным* вулканоструктурам относятся широко развитые кальдерные структуры оседания, часто образующие депрессии обрушения, просадки, сложенные одной фацией вулканических или имеющих полифациальное (гетерогенное) строение. К отрицательному типу структур также относятся кольцевые грабены, иногда возникающие по периферии крупных структур оседания или обрушения; кальдеры, прикальдерные депрессии; к отрицательным вулканоструктурам, ассоциированным с эпизональными и субвулканическими интрузиями, относятся простые прикупольные депрессии или сложные депрессии, связанные с интрузиями внешней кольцевой зоны развития магматических масс плутогенной природы.

Вулканизм и метасоматическая деятельность в Тихоокеанской системе вулканогенных поясов сопровождалась переработкой вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород; гидротермальным метасоматозом затронуты также и толщ основания пород, хотя именно эта сторона его проявления не всюду устанавливается вследствие глубокого залегания фундамента.

Металлогенической особенностью вулканических структур Тихоокеанского обрамления является пространственная и парагенетическая связь золото-серебряного оруденения с продуктами игнимбритового вулканизма, фиксировавшаяся многими исследованиями, проведенными во второй половине XX столетия.

В пределах вулканогенных поясов Тихоокеанского обрамления по морфологическим признакам можно выделить следующие типы золото-серебряных месторождений: жильные, прожилково-метасоматические и штокверковые. Существуют переходные между ними месторождения; так рудоносные жилы иногда развиваются в полях прожилково-вкрапленного оруденения, последнее часто переходит на глубине в типичные жильные рудные тела.

По составу рудного и жильного минеральных комплексов в группе вулканогенных месторождений Тихоокеанского обрамления выделяется следующий ряд формаций (или типов): золото-серебряная-кварцевая, золото-серебряная-адуляровая, золото-серебряная-родонитовая, золото-серебряная-родохрозитовая,

золото-серебряная-хлоритовая, иногда к этой группе месторождений относят золото-серебряную-аквантит-адуляровую формацию.

Материалы изучения Тихоокеанской системы вулканогенных поясов и их металлогенической специализации позволяют наметить последовательность событий, определивших главнейшие особенности развития этих планетарных структур; она может быть представлена следующей схемой: накопление мощных толщ андезитов и продуктов вулканической деятельности андезитового состава — смена андезитового вулканизма дацитовым и существенно кислым в игнимбритовых фациях — внедрение в толщу вулканических коагматических интрузий диорит-гранодиоритового ряда — околосинтрузивный гипабиссальный метасоматоз, сопровождающийся альбитизацией — развитие вдоль зон разломов регионального гидротермального метаморфизма и сопутствующего образования вторичных кварцитов — формирование гипабиссальных рудных минеральных преимущественно сульфидных ассоциаций — внедрение гранитов и субвулканических интрузий кислого состава — развитие трещинного и кальдерного метасоматоза, сопровождающегося пропилитизацией вулканических и образованием кварцитов в близповерхностной зоне — формирование окolorудных метасоматитов с кварц-родонит-адуляровой ассоциацией и образование золото-серебряных и серебряных месторождений вулканогенного ряда с сульфосолевой минерализацией — излияние базальтовых лав и накопление продуктов вулканической деятельности основного состава.

Академик РАЕН Б.А.Соколов сделал доклад, подготовленный им совместно с академиком РАЕН В.И.Старостиным, на тему: «Флюидодинамическая концепция формирования месторождений полезных ископаемых — металлических, неметаллических и углеводородных». В докладе показано, что одним из удивительных парадоксов геологической науки является автономное слабопересекающееся развитие вот уже более 100 лет двух ее казалось бы взаимосвязанных ветвей рудной и нефтерудной. Опираясь на одну и ту же специальную терминологию — бассейны, стадии, растворы-флюиды, температуры, давления pH и Eh среды, законами фильтрации, а также исследуя объекты, расположенные часто в пределах одних и тех же региональных структур, геологи-рудники и геологи-нефтяники тем не менее шли своими обособленными путями.

Достижения наук о земле и особенно бурное их развитие во второй половине XX в. настолько расширили наши представления о процессах концентрации и рассеивания минеральных веществ в земной коре, что стало очевидным единство многих фундаментальных законов, контролирующих образование, перемещение и локализацию промышленных объемов металлического, неметаллического и углеводородного сырья.

Одна из фундаментальных попыток дать анализ развития учения о рудных месторождениях была предпринята академиком В.И.Смирновым в его последней книге «Плутонизм и неплутонизм...» (1987). В ней на основании исторического материала сформированы современные представления о природе процессов, приводящих к крупным скоплениям минерального вещества. Прежде всего, на любых гипсометрических уровнях в земной коре необходим переход твердых веществ в жидкое и газообразное состояние, т.е. формирование либо флюида, либо распла-



ва. Возникло новое направление в геологической науке — флюидодинамика месторождений полезных ископаемых. Двадцатый век разрешил и еще одну фундаментальную проблему — роль экзогенных и эндогенных факторов в рудо- и нефтеобразовании. В природе существует вся гамма переходов от чисто эндогенных систем к экзогенным. Намечена закономерная связь глобальных, региональных и локальных факторов, влиявших на разномасштабные процессы концентрации минерального вещества.

В последние годы выявляется все большая роль флюидных систем, как универсального механизма в образовании и преобразовании земной коры и локализации в ее пределах всей гаммы известных сейчас полезных ископаемых. В непрерывных региональных геологических структурах и слагающих их комплексах пород рудо- и нефтегазоносные скопления занимают дискретное, вполне закономерное положение. Их появление в иерархических флюидных системах обусловлено следующими факторами:

1. Несущие минеральную нагрузку флюидные потоки активно участвуют в структурообразующих процессах.

2. Для большинства продуктивных систем характерны оптимальные условия деформирования (скорость  $10^{-10}$ — $10^{-1}$  °С девиатор напряжений 30—60 МПа) и широкий диапазон колебаний общих РТ-параметров ( $P=0,1\div 50$  МПа,  $T=10\div 500$ °С) в течение короткого периода времени ( $n\cdot 10^3$ — $10^5$  лет).

3. Развитие флюидных систем сопровождается широкой гаммой динамических эффектов (сейсмoeлектрических, сейсмомангнитных, термоакустических, вибромиграционных и др.).

4. Одним из определяющих факторов, способствующих зарождению и функционированию флюидных систем и формированию минеральных скоплений на различных уровнях является наличие высокоградиентного тектонического поля напряжений. Оно направляет, фокусирует флюидные минерализованные потоки и создает геодинамические барьеры рудо- и нефтенакпления. Чем ближе к дневной поверхности, тем более высока скорость формирования структур, вмещающих минеральное вещество, тем короче период действия структурообразующих факторов, тем выше девиатор напряжений и более низкие общие РТ-условия.

По мере перехода от мезозойских к эпизональным уровням, возрастает роль хрупких деформаций, а

пластические осуществляются посредством особого механизма — гидрропластического течения.

Последнее десятилетие XX в. знаменуется новым подходом в понимании закономерностей рудо- и нефтегазообразования. Этот подход предлагается называть флюидодинамическим. Разрабатываемая флюидодинамическая концепция базируется на представлениях о самоорганизации геологической материи, рождающей «порядок из хаоса». Самоорганизация проистекает из взаимодействия внутренних и внешних факторов, которое предлагается выделять как принцип взаимной дополняемости. Для рудообразования энергии — глубинная, исходное материковое вещество — биосферное.

Общая схема генерационного процесса состоит из типа мобилизации исходных геологических пород и превращения их в природные подобные растворы и расплавы (ППРР), этапа перемещения (миграции) ППРР, этапа аккумуляции полезных ископаемых, имеющая ступенчатый, пульсационный характер.

Разрабатываемая флюидодинамическая концепция объединяет в единую систему рудо- и нефтегазообразование.

На восьмых чтениях присутствовало около 200 человек — представителей ведущих геологических организаций и учебных центров России. Дипломами Фонда награждены министр природных ресурсов РФ В.П.Орлов, доктор геолого-минералогических наук Л.В.Оганесян, академик РАН Н.А.Шило, академик РАЕН Б.А.Соколов.

Правление Фонда наградило дипломами и денежными премиями лучших студентов, магистрантов и аспирантов вузов России (МГУ им. М.В.Ломоносова, Российского университета Дружбы народов, Московской геологоразведочной Академии, Новосибирского государственного университета, Санкт-Петербургского государственного горного института, Иркутского государственного технического университета, Уральской горно-геологической академии). Всего награждено 15 человек.

Материалы и процедура проведения восьмых научных чтений была снята на видеофильм, явившихся важным событием в жизни геологической общности нашей страны. Они способствовали объединению геологов-производственников, преподавателей и студентов разных специальностей и были направлены на поддержку геологической отрасли.



## 70-летие Николая Семеновича Скрипченко

В 1997 г. исполнилось 70 лет профессору, доктору геолого-минералогических наук, заслуженному деятелю науки и техники, действительному члену Международной академии высшей школы Николаю Семеновичу Скрипченко.

Научную деятельность Н.С.Скрипченко под руководством профессора А.В.Пэка начал на вольфрам-молибденовом месторождении Тырныауз еще будучи студентом Новочеркасского политехнического института (сейчас государственный технический университет). После его окончания в 1951 г. работает на кафедре месторождений и разведки полезных ископаемых. Здесь он прошел путь от ассистента до профессора, в течение 20 лет (1971—1990 гг.) заведовал кафедрой.

Наряду с основной учебной деятельностью активно занимается научными исследованиями, работая по совместительству в Севкавгеолуправлении, на Тырныаузском и Урупском ГОК участковым геологом, начальником геолого-съемочных отрядов и партий. После защиты в 1954 г. кандидатской диссертации занимается изучением медномолибденовых руд Каджарана. В 1957 г. по рекомендации Севкавгеолуправления ему было поручено провести работы по теме «Структура и генезис медноколчеданных месторождений Северного Кавказа». Первые работы по данной тематике были опубликованы в 1960 г., а в 1965 г. Н.С.Скрипченко защищает докторскую диссертацию «Геология и закономерности образования медноколчеданных месторождений Северного Кавказа», являющуюся первой работой по фундаментальному обоснованию вулканогенно-осадочной концепции генезиса колчеданных месторождений. Развиваемые в ней идеи выходят далеко за рамки Северного Кавказа и представляют значительный интерес не только для российской, но и для мировой научной геологической общественности.

Н.С.Скрипченко — автор более 140 научных трудов, в т.ч. 8 монографий по проблемам гидротермально-осадочного рудообразования, геолого-генетическим моделям и теоретическим основам прогнозирования месторождений цветных металлов в вулканогенных и известково-сланцевых формациях. Эти разработки способствовали выявлению, разведке и оценке месторождений данного типа на Северном Кавказе, Рудном Алтае, в Центральном Казахстане и других регионах. За цикл работ по геологии и генезису стратиформных месторождений в 1986 г. был удостоен Государственной премии.

Много времени и сил Николай Семенович уделяет подготовке инженерных геологических кадров, а также



кадров высокой квалификации. Сотни его учеников успешно работают в производственных и научных организациях геологической отрасли, геологических службах добывающих отраслей. Под его руководством подготовлено 5 докторов и 17 кандидатов геолого-минералогических наук. За активную педагогическую деятельность, подготовку научных кадров участие в открытии и разведке медноколчеданных месторождений Н.С.Скрипченко неоднократно отмечен благодарностями, награжден почетными знаками, медалью «За доблестный труд», в 1994 г. ему присвоено почетное звание «Заслуженный деятель науки и техники Российской Федерации».

Активная жизненная позиция, эрудиция, широта научных интересов, доброжелательность создали Н.С.Скрипченко заслуженный авторитет среди ученых и специалистов. Сердечно поздравляя юбиляра, желаем ему крепкого здоровья, научного долголетия, новых творческих успехов.

*Редколлегия журнала*

*И.А.Богуш, А.С.Тамбиев, В.И.Щеглов, Н.И.Пруцкий*



## О чем писал наш журнал

**40 лет назад** *Р.М.Деменицкая* проанализировала строение земной коры под океанами и континентами и рассмотрела зависимость мощности земной коры от возраста складчатости. На континентах наименьшая мощность земной коры, как правило, соответствует областям древней складчатости — докембрийским и палеозойским платформам, включая щиты. Используя опорную сеть систематических наблюдений, Р.М.Деменицкая составила карту рельефа поверхности Мохо мира и пришла к фундаментальному выводу, что «развитие земной коры есть процесс обратимый»: платформы превращаются в океанические впадины, а их сочленения с материками — в геосинклинальные области.

*Н.С.Зонтов* охарактеризовал закономерности дифференциации сульфидоносных расплавов. Соотношения между вкрапленными и шлировыми рудами в габбро-диабазам, пирротиновыми и халькопиритовыми жилами норильских месторождений привели автора к выводу об их тесной генетической связи. Сульфиды обособились на медно-магматической стадии путем ликвации. Одна часть сульфидов, оставшаяся внутри расплава, сформировала сингенетичные вкрапленные шлировые руды в придонных частях; другая — отцепилась от расплава и дала начало образованию жильных руд.

**30 лет назад** *А.В.Сидоренко* и *О.И.Лунева* на примере Кольского полуострова показали значение изучения конгломератов для познания истории докембрия. Авторы подчеркнули, что конгломераты — широко распространенные породы докембрия, достаточно хорошо сохраняют свой облик при метаморфизме и могут быть маркирующими горизонтами. Их состав позволяет реконструировать области денудации и бассейны седиментации, а изучение степени выветрелости цемента конгломератов и галек позволяет осуществлять палеоклиматические реконструкции.

*В.В.Беренгилова* описала экзогенные геохимические ореолы танталоносных апогранитов в условиях горных мерзлотно-таежных ландшафтов Забайкалья. Апограниты с повышенными концентрациями тантала сопровождаются четкими почвенными аномалиями тантала, ниобия, лития, рубидия, бериллия, олова и свинца. Повышенные концентрации тантала в почвах (10 г/т) — прямые и однозначные критерии поисков танталоносных апогранитов.

**20 лет назад** *П.А.Литвин*, *М.Б.Рыбаков*, *М.Л.Сахановский* рассмотрели перспективы повышения эффективности глубинного геологического картирова-

ния. Комплексный подход авторы предлагали дополнить методическими приемами, позволяющими классифицировать рудоконтролирующие факторы (разрывные нарушения, геохимические аномалии и др.) с помощью статистических методов. Подчеркнута необходимость разработки количественных методов прогнозирования и внедрения автоматизированных систем обработки информации.

*В.К.Денисенко* и *Д.В.Рундквист* привлекли внимание к перспективам выявления стратиформных вольфрамовых руд — шеелит-сульфидно-скарноидных и шеелит-сульфидно-кварцитовых. «Шеелитоносные кварциты» приурочены к вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенным толщам эвгеосинклинального типа; для рудоносных горизонтов характерны: повышенный геохимический фон вольфрама, интенсивное окварцевание и графитизация, а также наличие послойных тел метавулканитов основного состава.

**10 лет назад** *К.А.Савинский*, *В.В.Самсонов*, *Ю.В.Вайполин*, *В.А.Завадский*, *Г.П.Филиппова*, *Е.Ф.Шиморина* и *И.А.Яковлев* рассмотрели Приенисейскую моноклиаль как новый перспективный нефтегазоносный район Западной Сибири. Авторы, в частности, отмечали, что в отложениях юрского песчанистого комплекса, перекрытого глинистой толщей, при наличии благоприятных тектонических условий могут существовать ловушки, содержащие промышленные скопления углеводородов.

*Б.И.Прокопчук*, *В.И.Левин*, *М.П.Метелкина*, *И.Л.Шофман* и *Т.И.Колесникова* описали алмазоносные карстовые воронки одного из районов Сибирской платформы и предложили минералого-геохимические признаки, позволяющие по веществу, выполняющему карстовые полости, определять источники поступления материала. В качестве таких признаков-индикаторов для карбонатных пород предложен изотопный состав кислорода и углерода, для кремней — микроструктура и типы микрорельефа сколов, для окислов и гидроокислов железа их геохимическая специализация, для кварца — состав минералов-«узников» и соотношение разных генетических типов. Выявленные индикаторные разности позволяют проследить миграцию алмазоносного материала от коренных источников через промежуточные коллекторы к конечным участкам накопления алмазов карстовым полостям, а также и в обратном направлении.

Публикацию подготовил *М.М.Константинов*



## **ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!**

**При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами.**

1. Объем статей не должен превышать 15 страниц машинописного текста, включая таблицы и список литературы. Печатаются текст и таблицы через два интервала, на одной стороне листа, поля оставляются с левой стороны, все страницы рукописи нумеруются. Представляются в редакцию два экземпляра статьи. Желательно текст представлять в виде распечатки (два экземпляра по правилам машинописного текста) и дискеты в стандарте какого-либо текстового редактора MS-DOS, предпочтительнее Norton Editor, Leksicon, MS Word или ASCII форматы. По окончании работ дискеты возвращаются автору.

2. Рисунки и другие графические материалы (не более 4-х) прилагаются к статье в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. Рисунки принимаются в редакцию на кальке, ватмане или в виде фотоконпии (только на глянцевой бумаге). Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстрационного материала должно обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Подписуночные подписи печатаются на отдельной странице. Цветные рисунки и фотографии не принимаются.

3. Список литературы дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не следует включать работы, на которые нет ссылок в тексте статьи, а также неопубликованные работы.

4. Математические формулы и химические символы вписываются в текст четко от руки тушью или черными чернилами. Во избежание ошибок следует тщательно писать буквы, имеющие сходные как прописные (подчеркнуть двумя линиями снизу), так и строчные (подчеркнуть сверху) начертания (V, S, O, M, P, Z). Греческие буквы обводятся красным карандашом, латинские – синим (кроме символов химических элементов).

5. Точность приведенных цитат должна быть заверена подписью автора на полях рукописи, обязательно указывается источник по списку литературы.

6. Рукопись подписывается автором (авторами), в конце ее приводятся фамилия, имя и отчество (полностью) автора, место работы, занимаемая должность, ученая степень, адрес и телефон (домашний и служебный).

7. Рукопись представляется с установленными сопровождающими документами руководством организации либо лично автором (авторами).



# Contents

## ENERGY MINERAL RESOURCES

- Gavrilov V.P., Grigoryants B.V., Dvoretzky P.I., Tarkhanov M.I.*  
Fault tectonics and oil accumulation in the Earth's crust. . . . 3

## METALLIC AND NONMETALLIC MINERAL DEPOSITS

- Likhachev A.P.*  
Trappean magmatism and PGE-Cu-Ni ore formation in the Norilsk region . . . . . 8
- Faizullin R.M.*  
Evolution of apatite ore mineralization in the northern half part of the Eurasian continent . . . . . 19

## LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

- Chekvaizhe V.B., Isakovich I.Z., Milyayev S.A.*  
Endogenic mineralogy-geochemical haloes at the Karamken gold deposit . . . . . 24
- Krinov D.I.*  
Interactions and matter organization the crystal-medium-admixture system as a factor determining the genetic informativity of a crystal . . . . . 28
- Sonin V.M., Zhimulev Ye.I., Afanasyev V.P.*  
The effect of graphitization surfaces on the morphology of diamond crystals . . . . . 33

## GEODYNAMICS AND SEISMICITY

- Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutaniv Ye.Kh., Mazukabzov A.M., Sklyarov Ye.V., Mordvinova V.V.*  
Lithosphere structure and geodynamics of the Baikal folded area . . . 37

## GEOLOGY AND GEOPHYSICS OF THE WORLD OCEAN

- Pavlenkin A.D., Butsenko V.V., Daragan-Sushcheva L.A., Daragan-Sushchev Yu.I.*  
On terrigenous material sources of the Barents-Kara sedimentary basin . . . . . 44

## SHORT COMMUNICATIONS

- Kazakova S.M.*  
On Oligocene paleogeography of the Cherlak-Omsk Irtysh region . . . 47

## CHRONICLE

- Gorzhovsky D.I., Denisov M.N.*  
Vladimir M.Kreiter, the founder of the doctrine on mineral deposits prospecting and exploration. . . . . 51
- Starostin V.I.*  
The Eighth lecture readings dedicated to Academician V.I.Smirnov . . . . . 54
- 70th anniversary Nikolai S.Skripchenko . . . . . 58

## ON THE TERCENTENARY OF THE RUSSIAN GEOLOGICAL SURVEY

- Backward glance at the pages of our journal . . . . . 59