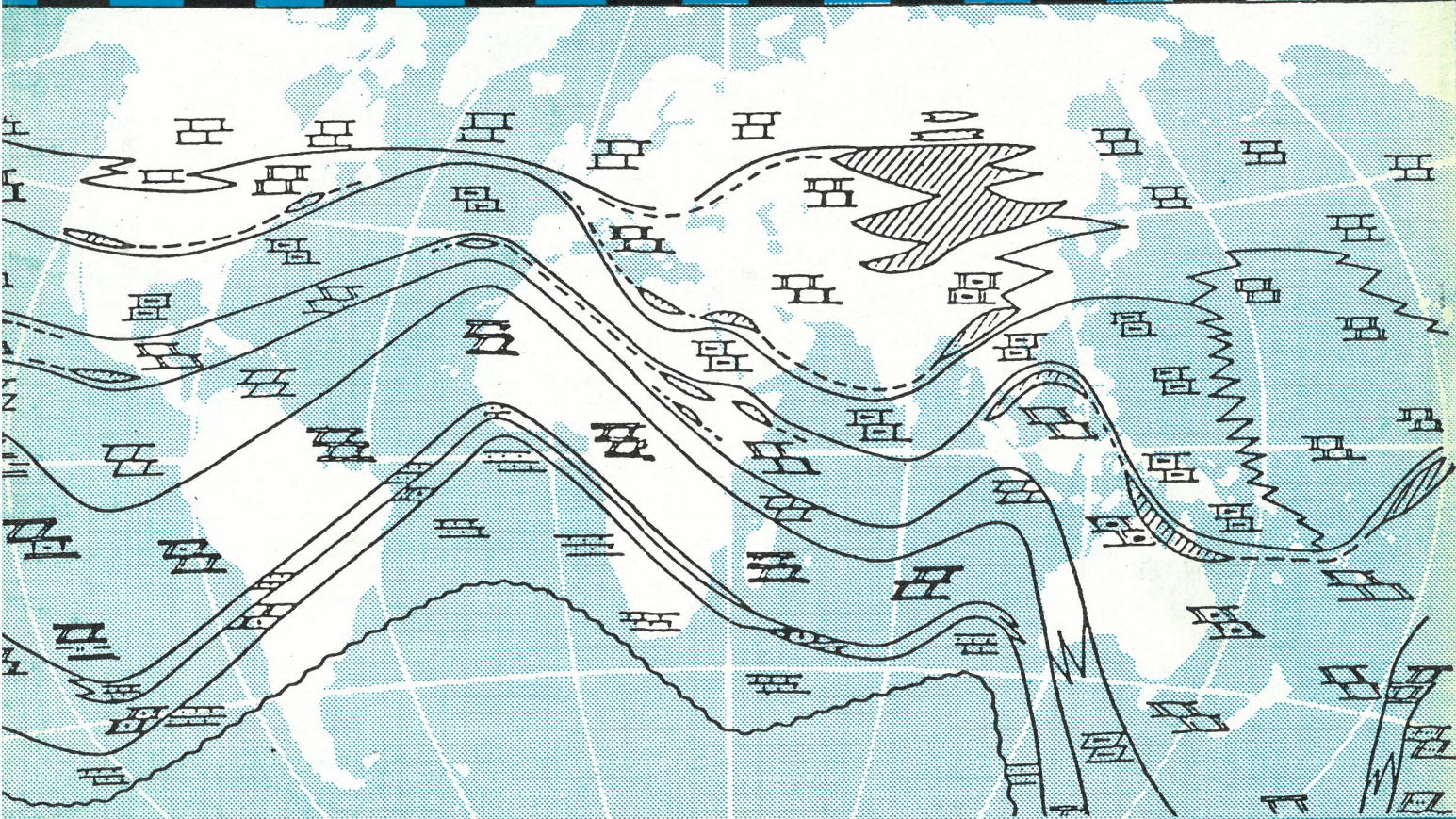


ISSN 0869-7175

# Отечественная ГЕОЛОГИЯ



**9/1997**

МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ  
РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ)



**КОМПЛЕКТ КАРТ ЭКЗОГЕННОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ И  
ПЛАТИНОНОСНОСТИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
MAPS OF EXOGENIC GOLD- AND PGE-BEARING AREAS OF  
THE RUSSIAN FEDERATION**

**Главный редактор В.П.ОРЛОВ**

**Editor-in-Chief V.P.ORLOV**

**Заместители главного редактора: А.И.КРИВЦОВ, Б.А.ЯЦКЕВИЧ**

**Associate Editors: A.I.KRIVTSOV, B.A.YATSKEVICH**

**Редакционная коллегия: Ю.М.ДАУЕВ, М.М.КОНСТАНТИНОВ, А.И.КРИВЦОВ,  
И.Ф.МИГАЧЕВ, О.С.НАБРОВЕНКОВ, В.Н.НОВИКОВ,  
Н.М.РИНДЗЮНСКАЯ, Г.В.РУЧКИН, С.В.ЯБЛОКОВА**

**Editorial Board: Yu.M.DAUEV, M.M.KONSTANTINOV, A.I.KRIVTSOV,  
I.F.MIGACHEV, O.S.NABROVENKOV, V.N.NOVIKOV,  
N.M.RINDZYUNSKAYA, G.V.RUCHKIN, S.V.YABLOKOVA**

**Металлогеническая основа: А.Г.Волчков, М.М.Константинов,  
В.И.Кочнев-Первухов, Г.В.Ручкин**

**Metallogenic base map: A.G.Volchkov, M.M.Konstantinov,  
V.I.Kochnev-Pervukhov, G.V.Ruchkin**

**Картография: А.Г.Горелов, Н.Н.Гребенщикова, В.В.Кузнецов, Н.П.Кудрявцева,  
Е.В.Ноздря, И.А.Попова, В.И.Семенюк, А.Н.Щендригин**

**Mapping Board: A.G.Gorelov, N.N.Grebenshchikova, V.V.Kuznetsov, N.P.Kudryavtsova, E.V.Nozdrya,  
I.A.Popova, V.I.Semenyuk, A.N.Shchendrigin**

**Перевод: И.М.Новожилова, А.Э.Седельникова**

**Translation: I.M.Novogilova, A.E.Sedelnikova**

**КАРТА ЭКЗОГЕННОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ И ПЛАТИНОНОСНОСТИ РОССИЙСКОЙ  
ФЕДЕРАЦИИ**

**MAP OF EXOGENIC GOLD- AND PGE-BEARING AREAS  
OF THE RUSSIAN FEDERATION**

**Масштаб (Scale) 1:2 500 000**

**КАРТА ЗОН РОССЫПНОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**MAP OF GOLD PLACER ZONES OF THE RUSSIAN FEDERATION**

**Масштаб (Scale) 1:5 000 000**

**КАРТА ПЕРСПЕКТИВ ЭКЗОГЕННОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**MAP OF PROSPECTIVE EXOGENIC GOLD- BEARING AREAS  
OF THE RUSSIAN FEDERATION**

**Масштаб (Scale) 1:5 000 000**

**КАРТА ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОСВОЕНИЯ ЗОЛОТОРОССЫПНЫХ  
РАЙОНОВ ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**MAP OF GEOECOLOGICAL CONDITIONS FOR GOLD PLASER DEVELOPMENT  
OF THE RUSSIAN FEDERATION**

**Масштаб (Scale) 1:5 000 000**

# Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

**9/1997**

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. Глумов, 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. Барышев, 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. Ярмолюк*

<i>Олейников Б.В., Томшин М.Д., Копылова А.Г., Рихванов Л.П.</i> Петролого-геохимические черты латеральной зональности базитов среднепалеозойских палеорифтов Сибирской платформы . . . . .	3	<i>Амузинский В.А., Иванов Г.С.</i> Металлогения золота Верхояно-Черской провинции . . . . .	24
<i>Корнилова В.П.</i> Петрография и минералогия известково-щелочных лампрофиров и эруптивных брекчий бассейна р. Чомполо . . . . .	6	<i>Округин А.В.</i> Россыпная платиноносность Ленской провинции . . . . .	29
<i>Олейников О.Б., Корнилова В.П., Зайцев А.И.</i> Слюдяной перидотит из кимберлитовой трубки Обнаженная — продукт кристаллизации щелочно-ультраосновного предкимберлитового расплава . . . . .	10	<i>Костин А.В.</i> Прогноз крупных месторождений серебра в Западном Верхоянье на примере Мангазейского рудного поля . . . . .	32
<i>Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П., Иванов П.О.</i> Эволюция мезозойского магматизма Верхояно-Колымских мезозойид . . . . .	12	<i>Давыдов Ю.В.</i> Металлогенические этапы формирования стратиформного оруденения Якутии . . . . .	36
<i>Бахарев А.Г., Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Избеков П.Э.</i> Строение и магматизм Верхнеиндигирской кольцевой структуры . . . . .	15	<i>Алпатов В.В., Амузинский В.А., Заякина Н.В., Аргунов К.П., Афанасьев В.П., Борисенко А.С., Иванов Г.Н.</i> Алмаз из золотоносной россыпи Аллах-Юньского района Восточной Якутии . . . . .	39
<i>Брахфогель Ф.Ф., Зайцев А.И., Шамшина Э.А.</i> Возраст кимберлитовых магматитов — основа прогнозирования алмазоносности территорий . . . . .	20	<i>Гамянин Г.Н.</i> Минералогические признаки формационной принадлежности золотого оруденения Верхояно-Колымской складчатой области . . . . .	42
		<i>Самусиков В.П.</i> Изоморфизм двухвалентных металлов в блеклых рудах . . . . .	44
		60-летие Левона Вагановича Оганесяна . . . . .	47

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

Слано в набор 30.07.97. Подписано в печать 25.09.97. 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»

## Петролого-геохимические черты латеральной зональности базитов среднепалеозойских палеорифтов Сибирской платформы

Б.В.ОЛЕЙНИКОВ, М.Д.ТОМШИН, А.Г.КОПЫЛОВА, Л.П.РИХВАНОВ

В восточных регионах Сибирской платформы в среднем палеозое (D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>) в результате мощного цикла тектоно-магматической активизации сформировались секущие и пластовые гипабиссальные интрузии, трубки, лавовые и туфовые образования базитового состава [2], возникла крупная Вилуйская палеорифтовая структура [1], на плечах которой образовались два дайковых пояса протяженностью сотни километров — Вилуйско-Мархинский и Чаро-Синский, а на северо-востоке платформы развился Оленекский палеорифт (рис. 1).

Известно, что в пределах собственно рифтовых структур базальтовый магматизм реализуется в обстановке доминирующего растяжения. Геологическим доказательством этого служат высокая степень насыщенности дайками плечевых частей рифтов, их преимущественно линейный характер, значительная мощность, иногда 120—150 м, а также переход отдельных даек в хонолитообразные расширения и хонолиты с протяженностью тел до первых десятков километров и выдержанностью петрохимического и петрографического

го их состава на всей площади дайкового пояса. Дайки сложены офитовыми и призматически-офитовыми габбро-долеритами, причем доля фенокристаллов в породах краевых зон не превышает 3 % объема. Во всех разностях пород, слагающих дайки, присутствуют единичные порфировые зональные таблицы от An<sub>83</sub> в ядре до An<sub>38</sub> по периферии, но доминирует An<sub>70-60</sub>. Моноклинный пироксен соответствует авгиту (Wo<sub>34-36</sub> An<sub>37-50</sub> Fs<sub>15-28</sub>). Гиалосидерит (Fa<sub>40-43</sub>) в той или иной степени замещен боулингитом, в центральных частях тел появляется гортонолит (Fa<sub>52-63</sub>). В габбро-долеритах установлены бурая роговая обманка, биотит, кварц, реже калиевый полевой шпат, а также повышенное содержание оксидных рудных минералов (до 5 %) и апатита (до 0,5 %).

В периферийной части зоны растяжения дайкового пояса наблюдаются магматиты с признаками задержки в магмопроводнике сформировавшего их расплава. Тела таких пород образуют самостоятельные рои и пояса даек, удаленных от зоны растяжения на несколько десятков километров. В первом случае возникают дайки таксито-офитовых габбро-долеритов, доля протофаз в которых достигает 10 % объема породы. Во втором — тела лейкократовых габбро-долеритов и плагиодолеритов, причем объем фенокристаллов в них может увеличиваться до 30 %. Прямых петрологических свидетельств задержки и кристаллизации магмы в магмовыводящих каналах служит появление заметного (более 5 % объема) количества фенокристаллов минералов оливинного, плагиоклазового и шпинелевого рядов, а также раннемагматического ильменита, титаномагнетита и апатита. Петролого-геохимические особенности тел, формирующихся в таких условиях, предопределяются, с одной стороны, возможностями кристаллизационной дифференциации каждой из названных фаз, зависящих от вязкостных характеристик эволюционирующей магмы, с другой — интенсивностью процесса эманационного перераспределения элементов в протяженной вертикальной магматической колонне.

Рассмотрим конкретные примеры петрографической и геохимической специфики магматитов зон сжатия. Дайки таксито-офитовых габбро-долеритов или их аналоги — дайки с обособлениями мегаплагиоофитовых габбро-долеритов — локализируются в периферийной части дайковых поясов зон растяжения (см. рис. 1). В последних они сохраняют морфологические черты тел призматически-офитовых габбро-долеритов — линейность и протяженность, но мощность их уменьшается. Это указывает на то, что магмоконтролирующие структуры обеих петрографических групп тел сформировались в обстановке растяжения, которое сменилось кратковременным сжатием. В результате изменилась скорость подъема расплава, и он испытал заметную кристаллизацию. В со-

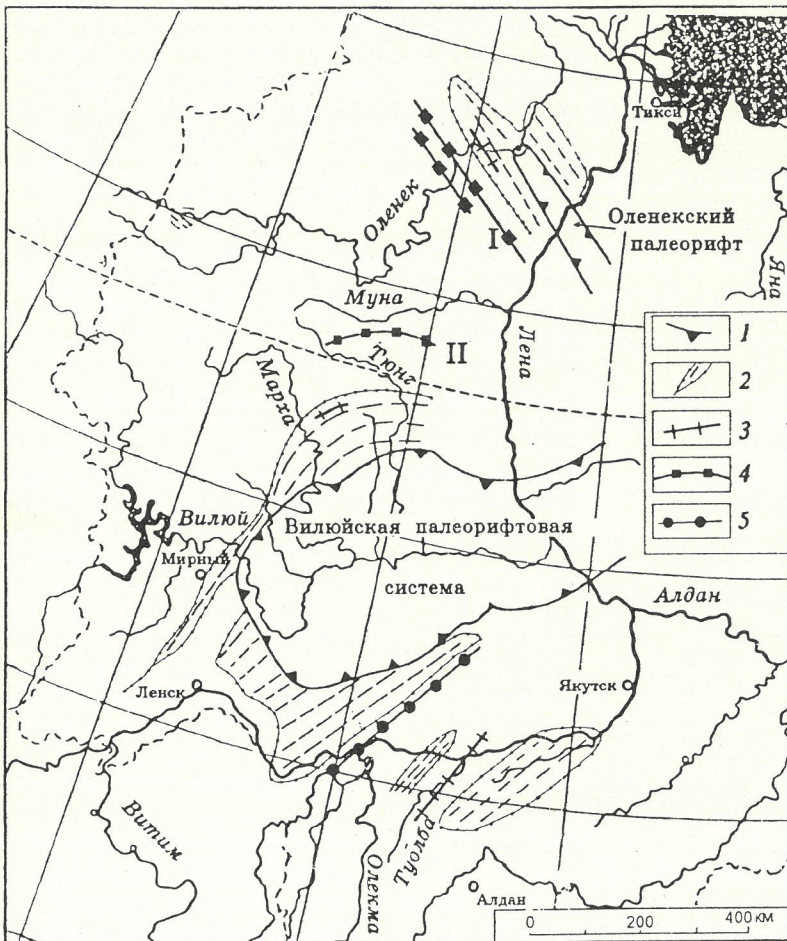


Рис. 1. Схема расположения дайковых поясов востока Сибирской платформы:

1 — контуры палеорифтовых структур; 2 — дайковые пояса зон режима преимущественного растяжения; 3 — рои даек зон кратковременного сжатия; 4 — пояса и рои даек зон устойчивого сжатия: I — Молодинский пояс, II — Чимидикянский рои; 5 — рои многократных даек в зоне доминирующего сжатия

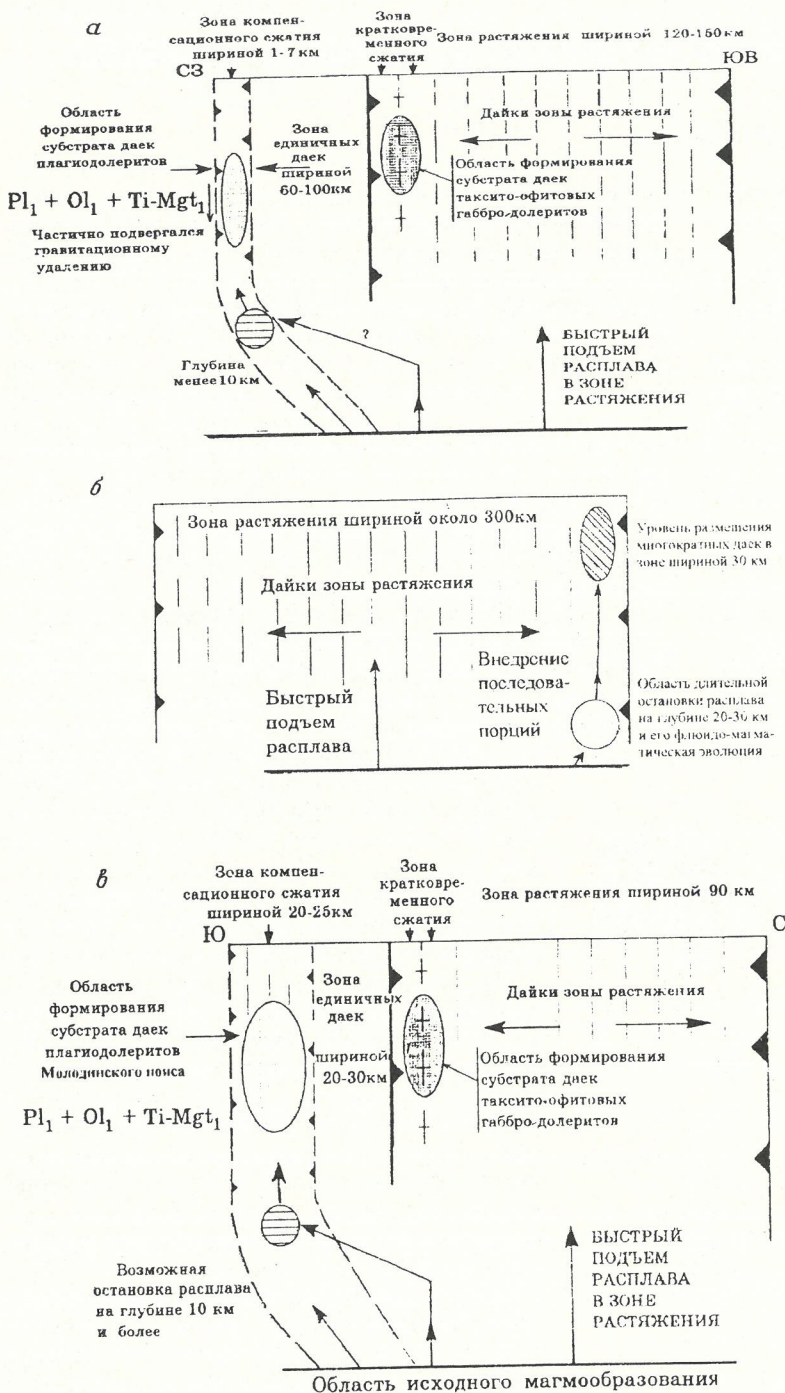


Рис. 2. Принципиальная схема формирования дайковых поясов в палеорифтовых системах востока Сибирской платформы:

Вилуйская палеорифтовая система, дайковые пояса: а — Вилуйско-Мархинский; б — Чаро-Синский; в — Оленекский палеорифт

ставе фенокристаллов этой группы тел известны все минералы названных ранее рядов. В основной массе таксито-офитовых габбро-долеритов доминирует плагиоклаз (60—66%) —  $An_{50-34}$ , крупные призмы и таблицы которого имеют зональное строение от  $An_{88}$  в центре до  $An_{38}$  по краям. Бледно-розовый клинопироксен имеет состав  $Wo_{37} En_{42-46} Fs_{17-21}$ . Ранний оливин представлен хризолитом ( $Fa_{21-24}$ ), поздний — гиалосидеритом; оба они частично или полностью замещены. Кроме того, породы характеризуются повышенным (иногда до 10%) содержанием оксидных рудных минералов. В виде включений в  $Pl_1$  и  $Ol_1$  присутствуют шпинелиды, единичные зерна ильменита и апатита, в

протоочках пород обнаружен гранат, т.е. в протофазах таксито-офитовых габбро-долеритов фиксируются минералы-концентраторы разнообразных примесных элементов — группы железа в  $Ol_1$  и шпинелидах, Nb, Ta в ильмените, редкие земли в раннемагматическом апатите и гранатах.

В петрохимическом отношении таксито-офитовые габбро-долериты зоны кратковременного сжатия наследуют основные черты базитов зон растяжения (таблица, сравни 1 и 2 с 4 и 5). В дайках зон кратковременного сжатия фиксируются неустойчивое накопление Si и рост глиноземистости (сравни 1 и 4); доля магния отражает слабую потерю  $Ol_1$  (сравни 1 и 4, 2 и 5, 10 и 11) на исследуемом уровне вертикального среза тела; потеря титана (сравни 1 и 2) указывает на участие в процессах дифференциации раннемагматического ильменита. В таксито-офитовых габбро-долеритах Оленекского палеорифта отмечается накопление фосфора, которое можно связать с отсадкой кристаллов раннемагматического апатита, что не могло не сказаться на уровне содержания редких земель в этих породах (сравни 10 и 11). В дайках таксито-офитовых габбро-долеритов (сравни 1 и 2 с 4 и 5) наблюдается увеличение калия за счет эманационного привноса его из тыловых частей вертикальной магматической камеры.

Анализ парагенезисов фенокристаллов базитов дает основание утверждать, что задержка расплава имела место на малоглубинном уровне, где кристаллизовались  $Pl_1 + Ol_1 + Ru_1$ . Иными словами, режим сжатия по периферии зон растяжения распространялся лишь на верхнюю зону магмоподводящих каналов (рис. 2, а, в).

Вторую группу тел, формирующихся в условиях смены режима растяжения на устойчивое сжатие, составляют дайки лейкократовых габбро-долеритов и плагиодолеритов. Они слагают самостоятельные рои, порой объединяющиеся в дайковые пояса (см. рис. 1). Примерами служат Молодинский пояс Оленекского палеорифта шириной до 30 км, состоящий из трех роев, и Чимидикянский рой Вилуйского палеорифта, представленный цепочкой даек, протянувшихся на 150 км. Степень насыщенности дайками этих поясов значительно меньше, чем в поясах зон растяжения. Протяженность тел первые километры, редко более; проявляется тенденция к их кулисообразному расположению; мощность даек заметно уменьшается и не превышает 25—40 м. Содержание фенокристаллов возрастает до 30% объема.

При характеристике таких зон сжатия целесообразно применять термин «рамповая зона». Согласно справочнику по тектонической терминологии, рампа трактуется как разлом, возникший вследствие сжатия и имеющий в некоторой своей части крутое падение. Таким образом, зона рампа — это определенный антипод рифтовой структуре. В ней компенсируется растяжение собственно рифтовой зоны, что обуславливает появление надвиговых и сдвиговых деформаций, а последние благоприятны для кулисообразной морфологии роя трещинных тел. Реальность существования подобных структур подтверждается анализом морфологии дисло-

Средние содержания порообразующих и второстепенных оксидов (в %) и примесных элементов (в г/т) в базитах зон среднепалеозойского рифтогенеза

Компоненты	Вилуйская палеорифтовая система									Оленекский палеорифт		
	Зона									Зона		
	растяжения			кратковременного сжатия		устойчивого сжатия	многократного сжатия			растяжения	кратковременного сжатия	устойчивого сжатия
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	47,35	49,26	49,20	48,85	48,85	49,08	50,44	58,59	66,28	50,16	47,75	46,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,68	15,82	14,52	14,27	14,67	14,77	12,78	13,39	13,87	14,83	12,12	13,60
CaO	9,78	10,29	8,94	10,01	8,75	6,37	7,11	4,53	1,99	9,45	8,85	7,33
FeO	13,54	11,27	13,30	12,88	13,55	11,98	14,17	10,29	4,52	12,57	15,65	13,59
MgO	6,17	4,95	4,38	5,42	3,74	4,57	4,42	2,43	1,50	5,17	4,72	6,50
TiO <sub>2</sub>	3,36	2,38	3,09	2,37	2,99	4,04	3,15	2,09	1,01	2,25	4,39	3,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,25	0,46	0,35	0,45	0,65	0,54	0,42	0,31	0,29	0,76	0,63
Na <sub>2</sub> O	2,50	2,71	2,74	2,11	2,87	2,57	3,41	2,97	3,84	2,34	2,33	3,14
K <sub>2</sub> O	1,15	0,70	1,76	1,22	1,92	3,42	1,12	3,66	5,02	0,92	1,16	2,18
Rb	21	—	16	16	16	56	27	84	110	21	30	43
Ba	530	170	270	610	450	782	260	810	880	430	510	1400
Sr	460	470	470	380	520	656	440	420	340	350	505	420
Pb	5,7	2,3	5,4	7,0	7,0	6,9	4,7	18	9	4,3	4,4	21
Nb	29	28	28	27	35	47	34	47	36	20	47	34
Zr	190	210	210	240	310	400	305	440	515	210	410	340
Hf	3,9	4,6	4,6	—	4,4	5,8	6,6	9,6	12,2	2,2	8	4,1
Ta	—	0,6	—	—	2,5	2,0	1,5	2,2	1,7	—	3,3	2,4
La	26	17	17	—	32	41	33	42	60	22	50	34
Ce	70	28	28	—	51	60	57	109	68	32	75	50
Sm	7,9	5,8	—	—	10	—	—	—	—	6	16	—
Eu	2,4	1,7	—	—	3,0	—	—	—	—	1,9	4,2	—
Tb	1,0	1,1	—	—	0,7	—	—	—	—	0,6	1,6	—
Yb	1,8	2,7	2,7	—	3,7	2,3	4,0	3,2	3,5	3,1	3,7	3,9
Y	28	29	29	33	41	34	52	28	36	32	61	42
Ni	82	81	52	75	42	49	30	22	11	100	55	93
Co	51	39	28	50	40	42	31	24	11	50	39	50
Cr	77	110	43	84	28	36	12	12	9	220	62	120
V	370	310	290	440	240	260	280	164	97	330	290	430
Sc	40	42	29	50	35	27	34	17	8	47	29	50

Примечание. 1 — призматически-офитовые габбро-долериты Вилуйско-Мархинского дайкового пояса; 2 — то же, Чаро-Синского дайкового пояса; 3 — кварцевые габбро-долериты Чаро-Синского пояса; 4 — таксито-офитовые габбро-долериты Вилуйско-Мархинского пояса; 5 — лейкократовые габбро-долериты Чаро-Синского пояса; 6 — лейкократовые габбро-долериты и плагиодолериты, Чимидикянский рой Вилуйско-Мархинского пояса; 7 — субщелочные кварцевые габбро-долериты Чаро-Синского пояса; 8 — кварцевые мондониты Чаро-Синского пояса; 9 — кварцевые сиениты Чаро-Синского пояса; 10 — призматически-офитовые габбро-долериты; 11 — таксито-офитовые габбро-долериты; 12 — плагиодолериты и лейкократовые габбро-долериты.

каций зон современного рифтогенеза на примере Срединно-Атлантического хребта [3].

Для пород даек рамповых зон характерно наличие как крупных (до 3 см), но единичных, так и мелких (3—5 мм), но многочисленных фенокристаллов лабрадора, предопределивших облик магматитов. В порфировых таблицах фиксируются An<sub>69-64</sub> в центре и An<sub>35</sub> по краю. Большинство же призм, мелких таблиц и лейст имеет более кислый состав от An<sub>56-48</sub> до олигоклаза. Постоянно в количестве 10—15 % присутствует пелитизированный калиевый полевоый шпат, выплывающий интерстиции либо обрастающий или нацело замещающий плагиоклаз. Титанистый авгит (Wo<sub>40</sub>En<sub>40-42</sub>Fs<sub>18-20</sub>) в той или иной степени замещен биотитом, клинопироксен часто обрастается роговой обманкой. В дайках Молодинского пояса в ассоциации с Pl<sub>1</sub> прослеживаются обильные псевдоморфозы по Ol<sub>1</sub> и мелкие кристаллы раннемагматического хромистого и ванадиевого титаномагнетита. В породах Чимидикянского роя даек лейкократовых габбро-долеритов Вилуйской палеорифтовой структуры оливин отсутствует. Для них характерно повышенное количество титаномагнетита, индивиды которого имеют правильные октаэдрические формы. Дайки Молодинского пояса сохраняют петрохимическую преемственность базитов Оленекского палеорифта, наследуя высокие содержания Ti, P, K, причем количество последнего в них возрастает вдвое. Одновременно с калием увеличивает-

ся концентрация Rb, Ba, Pb. Высокая доля фенокристаллов плагиоклаза Молодинского пояса фиксируется по увеличению содержания натрия. Она же обусловила повышение вязкости гетерогенного субстрата на раннемагматическом этапе, что воспрепятствовало гравитационному удалению не только оливина, но и титаномагнетита. В результате породы этих тел обладают высокими концентрациями элементов группы железа, соизмеримыми с таковыми в базитах зоны растяжения (см. таблицу, сравни 10 и 12).

Породы Чимидикянского роя даек сохраняют тенденцию повышенных концентраций Al, Na, K, Rb, Ba и Pb (см. таблицу, 6). Отсутствие оливина позволяет допустить отсадку части его фенокристаллов вместе с ранними шпинелидами. В результате здесь проявилась тенденция понижения содержаний Mg, Fe, Ni, Co, Cr, V и Sc по сравнению как с базитами зоны растяжения (сравни 1 и 6), так и с базитами Молодинской зоны (сравни 6 и 12).

Оценивая возможную глубину распространения режима сжатия в магмоводах рамповых зон по парагенезисам фенокристаллов, можно утверждать, что она соизмерима с этим параметром для магмы тел таксито-офитовых габбро-долеритов, т.е. режим распространялся лишь на верхнюю часть магматической колонны (см. рис. 2, а, в). Обращает на себя внимание большая флюидонасыщенность гетерогенного субстрата даек рамповых зон, прежде всего

водой и F, по сравнению с вышеупомянутыми дайками зон кратковременного сжатия. Возможно, что источником летучих компонентов, а также калия, служило вещество промежуточной камеры, локализованной в верхней части земной коры. Появление таких камер в зонах устойчивого компенсационного сжатия вполне вероятно.

Во внешней зоне гигантского Чаро-Синского дайкового пояса Вилуйской палеорифтовой системы давно известны многократные трещинные интрузивы типа дайка в дайке (см. рис. 1), состав фаз которых закономерно дискретно изменяется от субщелочных кварцевых габбро-долеритов через кварцевые монцонит-порфиры до сиенит-порфигов. Анализ парагенезисов протофаз довнутрикамерного этапа кристаллизации, включающих минералы группы граната, позволяет утверждать, что эволюция исходного субщелочного толеит-базитового расплава в направлении появления богатых кремнекислотой и щелочами дифференциатов происходила на глубине не менее 20 км. Исходный расплав таких тел изначально был обогащен рядом литофильных элементов (Nb, Zr, Hf, U, Th, PЗЭ) и эволюционировал в направлении дальнейшего увеличения щелочности за счет привноса магматическим флюидом K, а вместе с ним и Rb, Ba, U, Th. Магматиты разной основности отличаются также содержанием легких лантаноидов при близких значениях средних и тяжелых.

В целом геохимические характеристики дискретных дифференциатов многократных тел весьма контрастны как по порообразующим, так и примесным элементам (см. таблицу), а по отношению к кварцевым габбро-долеритам зон растяжения Чаро-Синского пояса (см. таблицу, 3) в первых в ходе эволюции расплава в обстановке длительного дискретного сжатия от фазы к фазе устойчиво увеличивалось содержание Si, Na, K, Rb, Th, U, Nb, Zr, Hf, легких редких земель и снижение содержаний, прежде всего, сидерофильных элементов.

Вероятно, глубинный промежуточный очаг, локализованный в породах фундамента, определенное время сохранял связь с областью исходного магмообразования, откуда в него поступил богатый калием флюид (см. рис. 2, б). В ходе флюидно-магматического взаимодействия кристаллизующаяся субщелочная толеит-базальтовая магма преобразовалась в начале в монцонитовый и затем в сиенитовый распла-

вы. Оба они в условиях смены режима многократно-го сжатия на последующее растяжение внедрялись по тем же магмопроводникам, что и исходная субщелочная толеит-базальтовая магма, на гипабиссальный уровень, где формировали многократные дайки или, реже, самостоятельные тела кварцевых монцонитов и кварцевых сиенит-порфигов.

Ответ на вопрос, почему только в периферийной зоне Чаро-Синского пояса даек реализовались условия для задержки магмы на значительных глубинах, следует искать в масштабе процесса растяжения данной зоны. Судя по 300-километровой ширине пояса даек зоны растяжения, компенсационное сжатие для нее должно быть более масштабным и, как следствие этого, распространяться на значительные глубины.

Итак, нами рассмотрены результаты трех направлений петролого-геохимического преобразования базальтовой магмы в процессе внутриконтинентального палеорифтогенеза при смене режима растяжения на режим, в первом случае, кратковременного сжатия в малоглубинной обстановке периферии собственно рифтовой зоны, во втором — устойчивого сжатия в малоглубинной обстановке в условиях рамповой зоны и в третьем — эволюции расплава в режиме дискретного длительного сжатия на умеренных и значительных глубинах.

Тот факт, что все три тенденции эволюции базальтового расплава, реализуемые в структурах среднепалеозойского рифтогенеза востока Сибирской платформы, имеют аналоги и среди магматитов рифейских рифтогенных построек северо-востока Сибирской платформы, в частности в дайковых поясах Анабарского массива ранне- и среднерифейского возраста, свидетельствует о том, что эти тенденции характеризуют общие закономерности латеральной зональности внутриконтинентального палеорифтогенеза древних платформ.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левашов К.К. Среднепалеозойская рифтовая система востока Сибирской платформы // Советская геология. 1975. № 10. С. 49—58.
2. Масайтис В.Л. Девонский вулканизм на Сибирской платформе // Информационное сообщение. Сер. Геология месторождений полезных ископаемых, региональная геология. 1966. Вып. 1.
3. Одинокоев Ю.Ю., Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф. Особенности морфологии зон краевых дислокаций Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. 1990. № 1. С. 97—103.

## Петрография и минералогия известково-щелочных лампрофигов и эруптивных брекчий бассейна р.Чомполо

В.П. КОРНИЛОВА

Как известно, месторождения полезных ископаемых приурочены к определенным типам горных пород. Поэтому вопрос о принадлежности той или иной породы к определенному петротипу неразрывно связан с вопросом, касающимся ее рудной специализации, и соответственно оказывает влияние на региональное прогнозирование месторождений полезных ископаемых.

Магматические образования, сосредоточенные в верховьях р.Чомполо — левого притока р.Алдан (Южная Якутия), вот уже на протяжении 40 лет

привлекают внимание исследователей. Уникальность этих пород обусловлена наличием в них барофильных минералов — пиропы, хромдиоксида, хромшпинелидов, являющихся минералами-спутниками алмаза, и высококалийным составом. Первоначально присутствие указанных минералов послужило основанием для отнесения одних тел к кимберлитам [1, 6], других — к трахибазальтам и мончикитовым лампрофирам [5]. В последние годы в связи с возросшим интересом к высококалийным породам



### 1. Представительные анализы клинопироксенов, %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	52,91	51,7	53,31	53,43	53	52,04	53,91	49,96
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,07	0,21	0,22	0,27	0,35	0,27	1,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,75	0,98	0,87	0,61	0,36	0,46	0,37	0,27
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,27	0	0,43	0,09	0,19	0,08	0,26	0,2
FeO	3,36	10,57	3,29	3,33	4,34	7,89	4,05	21,2
MnO	0,07	0,6	0,1	0,12	0,18	0,32	0,18	0,46
MgO	17,61	10,89	17,17	17,81	18,93	15,6	17,46	4,33
CaO	22,94	22,49	23,01	23,55	22,65	21,89	22,5	4,6
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,25	0,21	0,18	0,34	0,69	0,39	12,52
K <sub>2</sub> O	0	0,04	0,03	0,05	0,21	0,17	0,38	0,14
Сумма	98,34	97,6	98,64	99,39	100,47	99,49	99,77	95,84
100 Mg/(Mg+Fe)	90,3	64,7	90,2	90,5	88,6	77,9	88,5	26,7
Ca/(Mg+Ca+Fe)	0,458	0,49	0,465	0,462	0,432	0,44	0,45	0,169
Mg/(Mg+Ca+Fe)	0,489	0,329	0,483	0,486	0,503	0,436	0,486	0,222
Fe/(Mg+Ca+Fe)	0,052	0,18	0,052	0,051	0,065	0,124	0,063	0,609

Примечание. 1—4 — трубка Интрузия-104; 5—8 — трубка Перевальная; 1, 2, 5, 6 — вкрапленники; 3, 4, 7, 8 — основная масса. В графе 8 — дефицит суммы (95,84) связан с наличием оксидного железа. В анализах все железо дано в закисной форме.

как потенциально алмазоносным тела данного поля стали рассматриваться в качестве проявлений лампроитового магматизма [4].

Полученные новые данные показывают отличие этих пород как от кимберлитов, так и от лампроитов. В настоящее время в пределах поля известно девять тел, большинство из которых имеет трубчатую форму, осложненную жилами и апофизами. Линейная форма предполагается лишь для тел Килиэр-В и Алданская. Тела выполнены в основном мелко- и среднеобломочными туфобрекчиями, наряду с которыми в трубках Перевальная и Интрузия-104 установлены массивные породы. В породах, характеризующихся массивной текстурой, содержание обломков редко превышает 5—7%. Структура пород порфиристая или гломеропорфиристая с неполнокристаллической основной массой. Содержание порфиристых выделений составляет 15—30%.

В трубке Интрузия-104 среди порфиристых вкрапленников преобладают короткопризматические псевдоморфозы серпентина, предположительно по оливину или его сросткам (10—15%), реже встречаются вкрапленники флогопита (5—10%), клинопироксена (3—8%) и очень редко — амфибола (ед.зн.). В аналогичных породах из трубки Перевальная основной процент вкрапленников составляют клинопироксен и слюда. Реже наблюдаются псевдоморфозы карбоната, в которых реликты первичного минерала отсутствуют, единичен амфибол. Флогопит вкрапленников из обоих тел часто деформирован, хлоритизирован и расщеплен по спайности. Вкрапленники пироксена представлены идиоморфными и субидиоморфными короткостолбчатыми или удлиненными кристаллами.

### 2. Представительные анализы слюды, %

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	39,35	42,51	35,4	40,29	36,75
TiO <sub>2</sub>	1,98	1,42	2,93	0,61	1,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,31	12,77	18,74	13,59	9,87
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,65	0,08	0	1,36	0,14
FeO	8,19	13,03	15,37	4,55	9,18
MnO	0,06	0,12	0,24	0,06	0,13
MgO	21,0	16,14	11,71	25,65	25,21
CaO	0,08	0,23	0,01	0,09	0,62
Na <sub>2</sub> O	0,24	0,33	0,25	0,13	0,17
K <sub>2</sub> O	10,24	9	10,16	10,4	11,55
Сумма	95,1	95,63	94,81	96,73	94,91
100 Mg/(Mg+Fe)	82	68,8	57,6	91,3	83

Примечание. 1—4 — трубка Интрузия-104; 5 — трубка Перевальная.

Вкрапленники погружены в основную массу, состоящую из варьирующих количеств клинопироксена, слюды, апатита, калиевого полевого шпата, рудных минералов и стекла. Участками отмечается значительная карбонатизация пород с новообразованием доломита. К новообразованным минералам, вероятно, следует относить и выделения кварца, нередко присутствующего в основной массе в виде неправильных или идиоморфных кристаллов размером до 0,2 мм.

В породах из трубки Интрузия-104 клинопироксен, образующий вкрапленники и основную массу, по соотношению Ca—Mg—Fe имеет состав, пограничный между эндиопсидом и диопсидом (табл. 1, анализы 1, 3, 4). Вкрапленники салита (ан. 2) редки. В породах из трубки Перевальная вкрапленники представлены в основном эндиопсидом (ан. 5), реже авгитом (ан. 6), в основной массе наряду с эндиопсидом (ан. 7) присутствует эгирин (ан. 8). Магнезиальность слюд в породах из обоих тел широко варьирует (табл. 2). Наряду с высокомагнезиальными, хромистыми, малотитанистыми разновидностями, отмечаются низкомагнезиальные слюды с повышенным содержанием диоксида титана (ан. 3). Содержание глинозема в слюдах изменяется в пределах 10—13% и повышается до 18% в низкомагнезиальной разновидности. Калиевые полевые шпаты (табл. 3, ан. 1—4) обогащены K и Fe и обеднены Na. Интерстициальное стекло (табл. 4, ан. 1—3) характеризуется высоким содержанием кремнезема и K. Концентрация глинозема в них составляет 6,52—13,17%.

Среди рудных минералов встречаются простые оксиды железа и титана и хромшпинелиды. Содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в хромитах 54,7—57,2% при концентрации Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

### 3. Представительные анализы полевых шпатов, %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	63,52	64,8	69,37	63,53	64,7	65,7	58,97	60,42
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,17	0,29	0,72	0	0	0	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,52	17,01	14,41	19,08	17,97	20,97	25,15	17,56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,01	0,01	0	0	0,05	0	2,4
FeO	1,1	2,77	1,82	0,27	0,01	0,09	0,2	0,52
MnO	0,03	0,03	0	0	0	0,02	0,07	0,01
MgO	0,01	0,32	0,49	0	0	0	0,1	1,03
CaO	0	0,1	0,25	0,19	0	0,95	6,72	0,28
Na <sub>2</sub> O	0,38	2,17	0,87	0	0,42	8,66	7,61	0,07
K <sub>2</sub> O	16,96	13,56	11,15	17,39	16,08	3,38	0,51	16,11
Сумма	99,55	100,94	98,66	101,18	99,18	99,82	99,33	98,45

Примечание. 1—4 — основная масса; 1, 2 — трубка Интрузия-104, 3 — трубка Перевальная, 4 — трубка Спутник; 5—8 — ксенокристаллы; 5 — трубка Перевальная (брекчия), 6—8 — трубка Огонек (8 — из сростка с пиропом).

#### 4. Представительные анализы стекла, %

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	79,5	79,85	74,14	72,02	72,62
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,14	0,16	1,24	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,73	6,52	13,17	12,6	13,59
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0	0,06	0
FeO	1,41	2,19	1,66	0,68	0,13
MnO	0,01	0,03	0,07	0,05	0
MgO	0,12	0,64	0	0,72	0,01
CaO	0,1	1,21	0,05	0,17	0,04
Na <sub>2</sub> O	1,05	0,83	1,55	0,21	0,03
K <sub>2</sub> O	8,42	5,58	11,08	9,45	12,76
Сумма	100,44	97	101,88	97,2	99,19

Примечание. 1-3 — трубка Интрузия-104; 4-5 — трубка Огонек.

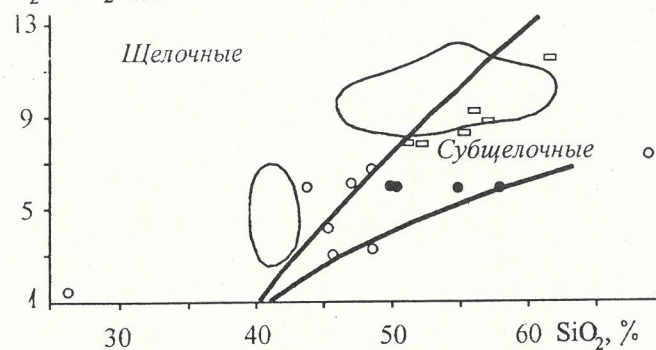
в пределах 3,5—4,5 %. Содержание MgO 5,2—9 % (табл. 5).

Туфобрекчии содержат 30—70 % обломочного материала. Структура их изменяется от литокристаллокластической и кристаллолитокластической до кристаллокластической. Обломки представлены главным образом ксенолитами метаморфических пород. Ксенолиты осадочных пород редки. Кроме того, отмечаются обломки, аналогичные по составу вышеописанным массивным породам. Содержание последних в туфобрекчиях основного тела трубки Перевальная достигает на некоторых участках 20 %. Среди обломков минералов преобладают лейкократовые минералы (кварц, полевые шпаты). Минералы тяжелой фракции, встречающиеся в аксессуарных количествах, представлены ассоциациями, относящимися как к верхней мантии, так и к метаморфическим породам Алданского щита [3]. К минералам верхней мантии отнесены хромсодержащие гранаты и гранаты пироп-альмандинового состава, хромдиопсиды, диопсиды, энстатит, бронзит, хромшпинелиды, хромсодержащие флогопиты и пикроильменит. Последний обнаружен только в породах дайки Алданская.

Выделяются два типа туфобрекчий. В первом типе обломочный материал сцементирован неполнокристаллической, хлоритизированной матрицей, состоящей из стекловатого базиса и выделений калишпата. Среди обломков лейкократовых минералов преобладают острые обломки зерен калишпатов (11,7—48 %) при резкоподчиненном количестве плагиоклазов (ед.зн.). Данным типом пород выполнены дайка Килиэр-В и трубка Спутник. В трубке Перевальная брекчии такого типа представлены одним образцом из шлиховой пробы. В туфобрекчиях второго типа ксеногенный материал сцементирован породой порфиrowой структуры, причем среди обломочных зерен, в сумме составляющих 21,5—28,3 %, наряду с калишпатом распространены разнообразные плагиоклазы (альбит, олигоклаз, андезин). Порфиrowые выделения представлены псевдоморфозами вторичных минералов и хлоритизированным флогопитом. Содержание псевдоморфоз составляет около 20 %, они выполнены карбонатом с серпентином и тальком или кварцем. Основная масса состоит из варьирующих количеств карбоната, слюды, хлорита. В менее измененных участках наблюдаются калишпат и реликты стекла. Данным типом брекчии выполнены трубки Огонек, основное тело трубки Перевальная и дайка Алданская.

Химический состав пород, особенно туфобрекчий, отличается сильной изменчивостью содержаний большинства оксидов: кремнезема, глинозема, магния, кальция, углекислоты, калия и натрия (табл. 6). Это обусловлено, с одной стороны, карбонатизацией, кото-

K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O, %



1 2 3 4 5

Диаграмма SiO<sub>2</sub> — (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O) для щелочных пород:

1 — поля составов лампроитов Западной Австралии; 2 — область пород субщелочного состава; 3 — точки составов брекчиевых пород из тел Чомполинского поля; 4 — то же, для массивных пород; 5 — точки составов минетт [8—10]

рая в пределах каждого тела проявлена неравномерно, причем иногда очень значительно, с другой — обогащенностью проб мелким ксеногенным материалом, который, несомненно, полностью не извлекается при пробоподготовке. Массивные разновидности пород из трубок Интрузия-104 и Перевальная характеризуются более выдержанным химическим составом. Содержание кремнезема варьирует в пределах 50—58 %, глинозема 7,5—9,4 %, оксида магния 9,6—10,8 %, диоксида титана не превышают 1 %.

Выявленные отличия изученных пород сводятся к следующему. Массивные породы Чомполинского поля отличаются от магматических миаскитовых лампроитов трубки Аргайл и от агпайтовых лампроитов Западно-Австралийской провинции [2] более низким содержанием Ti, более высоким Al и пониженным Mg. При сопоставлении туфовых разновидностей сравниваемых пород наблюдаются отличия в содержаниях Si, Ti, Mg, Ca и соотношении K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O, которое в лампроитах всегда более 1, тогда как в изученных породах оно может варьировать. Коэффициент агпайтности (K<sub>агп</sub>) лампроитов обычно более 1 или равен 0,8-1 [4]. Изученные породы, кроме сильной вариабильности K<sub>агп</sub> (0,37—1,46), отличается то, что в ряде тел высокий K<sub>агп</sub> обусловлен не калием, а натрием (см. табл. 6, ан. 4, 10). Несмотря на значительный разброс точек составов пород на диаграмме, показывающей соотношение щелочей и SiO<sub>2</sub> (рисунок), общее поле их составов в основном находится в субщелочной области, отражая специализацию данных пород.

#### 5. Представительные анализы оксидно-рудных минералов, %

Оксиды	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	0,14	0,16	0,2	0,59
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,58	0,72	94,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,05	3,53	4,55	0,42
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57,24	55,73	54,74	0,14
FeO	27,23	31,41	32,24	1,58
MnO	0,55	0,89	0,79	0,08
MgO	9,01	5,17	5,21	0,26
CaO	0	0,09	0,09	0,23
Сумма	98,98	97,56	98,54	97,73

Примечание. 1-4 — из основной массы трубки Интрузия-104.

6. Химический состав пород, %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	58	50,14	55	50,02	47,2	26,36	45,48	47,8	69,24	44	45,8	48,67	51,36	57,3	52,4	55,46	56,23	61,8
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,69	0,71	0,81	0,9	0,15	0,3	0,4	0,38	0,34	0,52	0,39	1,46	0,9	1,9	0,91	1,08	0,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,51	8,3	8,29	9,4	6,82	3,73	8,23	9,27	9,83	6,59	10,81	8,27	12,65	11,8	11	10,65	12,14	15,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,97	4,72	5,32	8,84	10,2	2,25	5,24	5,29	5,76	3,73	6,38	3,91	3,04	—	—	3,68	4,38	—
FeO	2,77	2,87	1,82	1,3	1,08	0,93	0,47	0,95	0,97	0,51	1,32	1,88	4,1	4,1	6,6	1,08	1,36	4
MnO	0,06	0,09	0,08	0,15	0,16	0,09	0,14	0,06	0,11	0,1	0,04	0,09	0,14	0,06	0,19	0,05	0,08	0,07
MgO	9,67	9,8	10,08	10,85	11,64	8,94	4,06	17,45	2,06	2,2	13,24	6	7,27	9	9	9,17	6,63	0,76
CaO	5,74	5,8	7,04	5,91	7,1	28	15,2	4,16	1,12	19,5	3,36	9,8	6,37	4,4	7,1	4,34	6,37	1,59
Na <sub>2</sub> O	0,82	0,8	0,89	5,23	1,39	0,66	0,76	1,58	0,94	5,49	1,2	1,17	1,91	2,3	2	1,42	2,6	4,72
K <sub>2</sub> O	5,2	5,31	5,09	0,86	4,82	0,78	3,48	1,79	6,5	0,54	1,87	5,68	6,08	6,6	5,9	6,98	6,76	6,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,9	0,92	0,91	—	1,6	0,14	0,26	0,34	0,31	0,2	0,74	0,25	1,08	0,6	0,9	0,63	0,77	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,06	3,81	3,2	1,98	4,96	1,71	1,25	6,97	0,52	3,93	6,83	0,01	2,12	—	—	2,09	0,64	—
CO <sub>2</sub>	—	—	0,58	2,72	0,54	—	—	1,46	—	13,1	0,95	—	—	—	—	—	—	0,02
П.п.п	2,11	6,64	0,38	—	—	25,05	14,31	—	1,78	—	7,42	13,71	2,23	—	—	—	—	1,12
Сумма	99,43	99,92	99,56	99,67	99,26	98,79	99,18	99,43	99,52	100,23	100,48	99,62	99,81	97,06	96,93	99,17	99,06	97,3
K <sub>алп</sub>	0,92	0,87	0,84	1	1,1	0,52	0,61	0,6	0,87	1,46	0,37	0,98	—	—	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	6,3	6,6	5,7	0,2	3,5	1,2	4,6	1,1	6,9	0,1	1,6	4,8	3,1	2,9	2,9	4,9	2,6	1,5

Примечание. Трубки: 1—3 — Ингузия-104, 4, 5 — Перевальная, 6—8 — Алданская, 9—10 — Спутник, 11 — Килиэр-В, 12 — Огонек; 13 — минетта, среднее из 128; 14—18 — минетты поля Навахо; 3, 5, 8 — из работы [4], 11 — [5], 13 — [9], 14—15 — [8], 16—18 — [10].

Минералогически породы поля отличаются от лампроитов отсутствием наряду с К-рихтеритом таких важных породообразующих минералов, как лейцит (или псевдоморфоз по нему), прайдерит, вадеит и др. В отличие от слюд лампроитов [2], содержащих от 3,7 до почти 12 % TiO<sub>2</sub> (в среднем 5—6 % для лампроитов трубки Аргайл) и не более 11 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (в среднем 5,5 % для трубки Аргайл), проанализированные слюды характеризуются низким содержанием TiO<sub>2</sub> при высоком Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Изученные шпинели основной массы при аналогичных содержаниях Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> имеют более низкие содержания Ti и Mg. Отличительная особенность калишпатов основной массы — наличие примеси Fe, что, по литературным данным, является характерной особенностью минетт [9].

От кимберлитов породы Чомполинского поля отличаются как химическим, так и минеральным составом, а именно наличием высококалийевого стекла и калишпата в основной массе, присутствием двух генераций клинопироксена, отсутствием перовскита и др. Обогащенные кварц-полевошпатовым материалом разности кимберлитов имеют более высокие содержания Si, Ti и меньшие Al и щелочей, а высококарбонатные разности в отличие от карбонатизированных туфобрекчий при аналогичных содержаниях летучих характеризуются более высоким суммарным содержанием Ca и Mg и более низким Si.

Исходя из вещественных характеристик, изученные породы наиболее близки группе известково-щелочных лампрофиров — слюдисто-пироксеновым и натриевым минеттам и их брекчиям. Отличительная особенность известково-щелочных лампрофиров — их насыщенность кремнеземом при умеренном содержании щелочей, преобладание калия над натрием в слюдисто-пироксеновых и натрия над калием в натровых разностях, а также структура, образованная двумя генерациями мафических минералов, наличие железосодержащего ортоклаза и клинопироксенов диопсид-салитового и эгиринового ряда. Отсутствие в составе пород большого количества бурого щелочного амфибола, являющегося характерной особенностью минерального состава щелочных лампрофиров, наличие в основной массе калишпата и калиевого, а не натрового стекла, или анальцима не позволяют относить эти породы к мончикитам, как предполагалось ранее [5].

Минетты и их брекчии принадлежат к малораспро-

страненной группе пород. Находки их известны в основном в ассоциации с гранитными плутонами, породами шошонитовой серии, аппинитовыми породами Британских Каледонид. Кроме того, они образуют скопления, не проявляющие явной связи с плутонами центрального типа. К последним относятся минетты поля Навахо (США), которые, будучи единственными среди всех до сих пор описанных, содержат ксенолиты пород верхнемантийного происхождения [10]. Хотя собственно ксенолиты верхней мантии в изученных породах поля не обнаружены, установлено широкое распространение минералов, несомненно, происходящих из таких ксенолитов.

В литературе нет данных об обнаружении алмазов в минеттах Навахо. Однако присутствие минералов верхнемантийного происхождения в породах Чомполинского поля не позволяет полностью исключить возможность коренной алмазоносности в пределах Алданского щита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алмазные месторождения Якутии / А.П.Бобриевич, М.Н.Бондаренко, М.А.Гневушев и др. — М.: Госгеолтехиздат, 1959.
2. Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. — М.: Мир, 1989.
3. Корнилова В.П., Сафронов А.Ф., Мудрик С.М. Известково-щелочные лампрофиров и эруптивные брекчии бассейна р.Чомполо (Юж. Якутия) // Корреляция, петрология и рудоносность магматических и метаморфических комплексов; эндогенные процессы в литосфере: Тез. докл. к Пятому Восточно-Сибирскому региональному петрографическому совещанию. Иркутск, 1989. С. 101—103.
4. Лампроиты / О.А.Богатиков, И.Д.Рябчиков, В.А.Кононова и др. — М.: Наука, 1991.
5. Лебедев А.А. О вещественном составе кимберлитоподобных пород // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. М., 1962. Вып. IX. С. 63—76.
6. Шилина Г.П., Цейтлин С.М. О первой находке кимберлитов на Алдане // Советская геология. 1959. № 10. С. 132—136.
7. Ehrenberg S.N. Garnetiferous ultramafic inclusions in minette from the Navajo volcanic field // The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics. AGU, 1979. P. 330—344.
8. Jones A.P., Smith J.V. Petrological significance of mineral chemistry in the Agatla Peak and the Thumb minettes, Navajo volcanic field // The journal of geology. 1983. Vol. 91. P. 643—656
9. Rock N.M.S. Nature and origin of calcalkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites // Trans Royal Soc. Eninburg. Earth sci., 1984. Vol. 74. P. 193—227.
10. Roden M.P., Smish D. Field geology, chemistry and petrology of the Buell Park minette diatreme, Apache Country, Arizona // Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry. AGU, 1979. P. 364—381.

## Слюдяной перидотит из кимберлитовой трубки *Обнаженная* — продукт кристаллизации щелочно-ультраосновного предкимберлитового расплава

О.Б.ОЛЕЙНИКОВ, В.П.КОРНИЛОВА, А.И.ЗАЙЦЕВ

Для расшифровки эволюции мантийного петрогенеза большое значение имеет изучение различных мантийных ксенолитов, находящихся в кимберлитовых трубках. Особенно ценную информацию несут редко встречающиеся ксенолиты, обогащенные калийсодержащими минералами. Именно ксенолит такого необычного состава был обнаружен нами в кимберлитовой трубке *Обнаженная*.

Ксенолит слюдяного перидотита темно-серого цвета, размером 10x6x5 см характеризуется мелкозернистой, гипидиоморфнозернистой структурой. Его основные порообразующие минералы — это флогопит (52 %), оливин (14,3 %), пикроильменит (8,5 %) и К-рихтерит (ед.зн.). Вторичные минералы представлены серпентином (24 %) и карбонатом (1,2 %), причем значительная часть серпентина развивалась предположительно по амфиболу. Кроме того, в искусственном шлихе встречены единичные зерна хромпикотита, диопсида, хромдиопсида и Тi-калиевого рихтерита.

Описываемый образец имеет следующий химический состав, %: SiO<sub>2</sub> 34,45; TiO<sub>2</sub> 8,14; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 6,45; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,35; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 5,28; FeO 5,34; MnO 0,08; MgO 27,38; CaO 0,92; Na<sub>2</sub>O 0,29; K<sub>2</sub>O 3,84; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> 6,00; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,06; CO<sub>2</sub> 0,84; Li<sub>2</sub>O 0,0011; Rb<sub>2</sub>O 0,0225; S 0,13; F 0,10; NiO 0,17; BaO 0,06; SrO 0,02; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,05. Он отличается от кимберлитовых пород высоким содержанием TiO<sub>2</sub> и низким CaO. Он также резко отличается по составу и от неизмененных ультраосновных пород и эглогитов, обнаруженных в виде ксенолитов в кимберлитовых брекчиях как трубки *Обнаженная*, так и других кимберлитовых тел. По химическому составу к описанному слюдяному перидотиту наиболее близки некоторые безгранатовые ильменитовые гипербазиты, найденные в этой же трубке [1]. Однако они содержат существенно больше CaO и отличаются от них минеральным составом и структурой.

Ведущий минерал ксенолита — флогопит — образует таблички размером 0,05—2 мм иногда зонального строения со светлоокрашенным ядром и коричневой периферией. Зональность обусловлена ростом концентрации TiO<sub>2</sub> от 0,6 до 3,9 % (табл.1). Параллельно с TiO<sub>2</sub> в таких зернах от центра к краю

незначительно возрастает количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 12 до 13 %, а доля MgO уменьшается от 24,9 до 22,7 %. В оптически незональных коричневых табличках флогопита от центра к краю незначительно увеличивается содержание TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и уменьшается MgO. При этом состав центральной части практически идентичен таковому краю зональных зерен. Количество железа в пределах зерен остается практически неизменным.

Оливин образует изометрические или короткопризматические зерна размером 0,5—2 мм. Большая часть зерен частично или полностью серпентинизирована. Оливин химически зонален: центральные части отдельных зерен менее железистые по сравнению с краевыми (9,7 и 11,5 % FeO соответственно). В целом содержание FeO в оливине составляет 9,6—13 %. Ильменит присутствует в виде ксеноморфных зерен размером 0,1—0,3 мм и по составу является пикроильменитом (табл. 2), содержащим около 12 % MgO. Следует отметить существенное содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — около 1 %. Реликты К-рихтерита [5] присутствуют в виде агрегата тонкопризматических кристаллов размером 0,1—0,3 мм. По составу (см. табл. 1, анализ 7) он отличается от порообразующих амфиболов из лампроитов Западной Австралии [2] преобладанием натрия над калием и в целом более низким содержанием титана. В то же время, в искусственном шлихе обнаружены редкие зерна титан-калиевого рихтерита размером до 0,25 мм. Состав этого амфибола (ан. 8) идентичен таковому из лампроитов Западной Австралии [2].

В ядерных частях зональных табличек флогопита иногда встречаются мелкие, не более 0,03 мм, включения хромшпинелидов (см. табл. 2) в количестве до 3-5 зерен. По составу это хромпикотит (55 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) с довольно низким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2,9 %). Обычно при таком уровне содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> хромшпинелиды из ксенолитов ультраосновных пород верхней мантии содержат не менее 7 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Не исключено, что такая особенность состава может быть связана с сингенетичной природой флогопита и хромпикотита, когда при одновременной кристаллизации алюмосиликата и оксида алюминия пред-

1. Представительные составы силикатов слюдяного перидотита, %

Компоненты	Флогопит оптически зональный		Флогопит оптически незональный		Оливин		Амфибол		Диопсид	Хромдиопсид
	Центр	Край	Центр	Край	Центр	Край				
SiO <sub>2</sub>	40,99	39,38	40,78	39,24	40,53	40,88	56,51	52,35	54,08	53,47
TiO <sub>2</sub>	0,62	3,61	3,90	4,38	0,05	Не обн.	1,82	5,58	1,00	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,03	12,83	13,0	13,42	Не обн.	Не обн.	0,57	0,36	0,03	5,34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,76	0,39	0,58	0,80	0,03	0,07	0,01	0,02	0,04	1,69
FeO	4,90	5,15	4,86	5,09	9,74	11,50	4,21	3,70	2,12	1,50
MnO	0,03	0,03	0,02	0,04	0,11	0,20	0,09	0,06	0,14	0,08
MgO	24,86	23,44	22,67	21,74	50,56	47,46	21,44	20,89	17,96	14,78
CaO	0,01	0,03	Не обн.	0,02	0,08	0,10	6,57	6,11	23,76	19,20
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,20	0,28	0,14	0,01	Не обн.	4,12	3,74	0,17	2,64
K <sub>2</sub> O	10,57	10,24	10,23	10,23	Не обн.	0,02	3,04	5,52	Не обн.	Не обн.
H <sub>2</sub> O	4,17	4,18	—	—	—	—	Не расч.	2,11	—	—
Сумма	99,16	99,47	100,57	99,26	101,11	100,23	98,37	100,44	99,29	99,16

## 2. Представительные составы минералов оксидов слюдяного перидотита, %

Компоненты	Пикроильменит		Хромпикотит	
TiO <sub>2</sub>	54,67	53,98	1,68	1,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,49	0,24	2,86	1,85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,92	1,07	55,33	55,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,48	4,66	18,18	17,29
FeO	26,60	27,24	9,65	10,36
MnO	0,28	0,33	0,31	0,33
MgO	12,44	12,14	9,56	10,22
Сумма	100,38	99,66	97,63	97,51

почтительно входил в состав первого. Близкие по составу шпинели описаны в лампроитах из ряда тел Испании, Австралии и Америки [7]. С другой стороны, известно, что шпинели с соответствующим диапазоном содержаний хрома из толеитовых базальтов более глиноземистые, чем из щелочных базальтов. Это, возможно, указывает на некоторую специфику кристаллизации шпинелей в щелочных (калиевых) магмах [7].

Наиболее примечательная особенность химического состава редких зерен клинопироксена (до 0,3 мм) — отсутствие в пределах чувствительности рентгеноспектрального метода алюминия (см. табл. 1). Диопсиды подобного состава описаны в основной массе кимберлитов [6] и лампроитов Западной Австралии [2]. Отсутствие примеси глинозема, возможно, объясняется одновременной кристаллизацией диопсида и флогопита. Противоположность диопсида — его хромистая разновидность (см. табл. 1), содержащая 5,3 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Такие высокие концентрации алюминия в этом минерале, скорее всего, обусловлены его более ранней кристаллизацией.

В результате изучения Rb-Sr системы слюдяного перидотита (табл. 3) методом внутренней изохроны установлены его возраст (139 млн. лет) и первичный изотопный состав стронция — 0,7069+0,0001(1s). Аналогичные параметры для кимберлитов трубки соответственно 135 млн. лет и 0,7058 [4]. На основании этого можно полагать, что кристаллизация слюдяного перидотита происходила синхронно с кимберлитами. Таким образом, формирование этих пород происходило синхронно с кимберлитом трубки или незначительно предшествовало ему. Показательно, что и ксенолиты ильменитовых гипербазитов в этой трубке имеют те же возрастные датировки [3]. Первичное изотопное отношение стронция слюдяного перидотита несколько выше, чем в кимберлитах, что может указывать на отсутствие между ними полного изотопного равновесия. Отсутствие Sr-изотопного равновесия между различными мантийными ксенолитами и кимберлитами в трубке обнаженная отмечалось ранее [3]. В процессе выщелачивания образца (холодная 1N HCl) была установлена потеря массы вещества (17 %), которая не согласуется с содержанием в породе карбоната (1,2 %) и может указывать на присутствие в нем другого легко удаляемого материала. Содержание <sup>86</sup>Sr в выщелате составляет 58 мкг/г с изотопным отношением 0,7064. Это близко к таковому в кимберлитах и может указывать на позднее воздействие последних на слюдяной перидотит. Отсутствие Sr-изотопного

## 3. Rb-Sr данные по ксенолиту слюдяного перидотита

Порода, минерал	<sup>87</sup> Rb, мкг/г	<sup>86</sup> Sr, мкг/г	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr
Слюдяной перидотит (валовая проба)	85,5707	11,2384	0,7215	7,5267
Остаток после выщелачивания	104,2294	1,6545	0,8302	62,2730
Фракция валовой пробы после удаления флогопита	74,4167	11,9337	0,7195	6,1641
Флогопит	167,2295	4,7695	0,7753	34,6590

равновесия между кимберлитом и перидотитом, наличие признаков контаминации последних кимберлитовым веществом может свидетельствовать о различии их первичных источников.

Результаты изучения слюдяного перидотита показывают, что он является фрагментом породы, имеющей сложную историю. Если исходить из составов и взаимоотношений минералов, то описанную выше ассоциацию минералов можно разделить на два парагенезиса. Первый, более ранний, включает хромдиопсид, оливин (центры зональных зерен, см. табл. 1, ан. 5), светлоокрашенный флогопит (ан. 1) и включенный в него хромпикотит и титан-калиевый рихтерит. Вторым парагенезисом является флогопит (ан. 2, 3, 4), оливин, пикроильменит, калиевый рихтерит и диопсид. Минералы второго парагенезиса составляют основную часть породы и определяют ее своеобразный валовый состав. Образование этого парагенезиса, судя по изотопным данным и геологическому положению образца, происходило незадолго до формирования самой трубки.

Отсутствие у слюдяного перидотита явных вещественных признаков родства с какими-либо первичными мантийными парагенезисами, а также структурно-вещественные особенности породы позволяют предположить его магматическую природу. Метасоматоз играл активную роль в формировании субстрата источника расплава, о чем свидетельствуют высокие содержания в слюдяном перидотите калия и титана. Не исключено, что этот процесс предшествовал кимберлитообразованию, так как и для кимберлитов характерны повышенные содержания калия, титана и воды по сравнению с неизменными мантийными породами.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владимирова Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко Н.И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. — М.: Наука, 1976.
2. Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. — М.: Мир, 1989.
3. Зайцев А.И., Никишов К.Н., Ненашев Н.И., Брахфогель Ф.Ф. Геохимия изотопов рубидия и стронция в ксенолитах ультраосновных и эклогитовых пород из кимберлитовой трубки Обнаженная // Геохимия и минералогия базитов и ультрабазитов Сибирской платформы. Якутск, 1984. С. 80—91.
4. Олейников О.Б., Сафронов А.Ф., Корнилова В.П., Зайцев А.И. Первая находка ксенолита меланефелинита в кимберлитовых породах // Геология и геофизика. 1996. № 6. С. 56—60.
5. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // American Mineralogist. 1978. Vol. 63. P. 1023—1052.
6. Mitchel R.H. Kimberlites. — New York: Plenum Press, 1989.
7. Wagner C., Velde D. The mineralogy of K-rich rhyolite-bearing lamproites // American Mineralogist. 1986. Vol. 71. P. 17—37.

## Эволюция мезозойского магматизма Верхояно-Колымских мезозойид

В.А.ТРУНИЛИНА, Ю.С.ОРЛОВ, С.П.РОЕВ, П.О.ИВАНОВ

Восточная Якутия являлась в позднем мезозое ареной разнообразного по составу и фациальной принадлежности магматизма. При резко подчиненном развитии магматизма палеозойского и кайнозойского этапов это дает уникальную возможность для установления пространственно-временных закономерностей его эволюции.

Регион расположен в зоне сочленения Верхоянской континентальной окраины Сибирского континента (ВКО) и Колымо-Омолонского микроконтинента (КОМ), сформированного в процессе ранне-среднеюрской аккреции Омолонского микроконтинента и Приколымья к Алазейской палеоостровной дуге. Основной этап складчатости был результатом коллизии КОМ и ВКО. Он начался на востоке в батское время и последовательно продвигался по направлению к Сибирской платформе, на границе которой завершился в позднем мелу [15].

Систематика магматитов проведена на основе детального изучения петрографии, типоморфизма минералов, геохимии (в т.ч. распределения РЗЭ) и петрохимии [2]. Геодинамическая обстановка формирования уточнялась по методике, приведенной в работе [13].

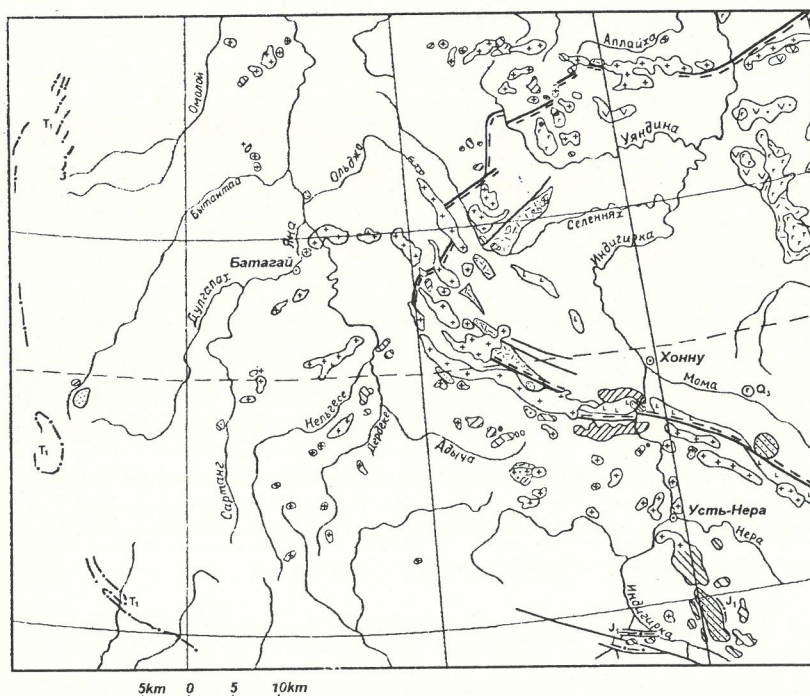
Ранние этапы мезозойского магматизма ( $T_1$ - $J_1$ ) недостаточно изучены, что порождает неоднозначность его трактовки. Обобщение имеющихся материалов показало, что в целом он локализуется в рифтовых зонах и обладает общностью состава по всему региону, сочетанием низкощелочных континентальных толеитов и щелочных базальтоидов, т.е. проявлен в условиях неполного раскрытия рифтовых систем.

В триасе в западной части территории в зонах меридиональных рифтов формировались покровы,

силлы и свиты даек континентальных толеитов известковой низкощелочной петрохимической серии (производные мантийных магм и обстанки доплитной коллизии) и редкие силлы и дайки мелилитолитовых базальтов базанитовой и щелочно-базальтовой петрохимических серий. Следы триасового магматизма в восточной части ВКО фиксируются по обилию туфогенных пород, переслаивающихся с мелководными терригенными отложениями. Триасовый возраст покровов анорогенных внутриплитных низкощелочных ( $Na_2O > K_2O$ ) риолитов Сарылахского рудного поля в зоне Адычанского разлома [5] остается проблематичным. Интенсивность триасового магматизма затухала при продвижении с запада на восток с удалением от Сибирской платформы.

Раннеюрский магматизм локализован в южной части территории в рифтовых зонах вблизи границы с Охотским массивом. Он представлен покровами оливин-нормативных пикритов и пикробазальтов, гиперстен-диопсид-нормативных трахипикритов и трахибазальтов, нефелин-оливин-нормативных щелочных пикритов и мелилитолитов и комагматичными малыми телами, субвулканами, свитами даек долеритов, габбро, перидотитов, эссекситов и щелочных габброидов.

В восточной части региона им синхронны силлы и мелкие штоки пихонит-авгит-амфиболовых габбро и габбро-диоритов кварц-гиперстен-диопсид- или диопсид-оливин-нормативных. Наиболее древние датировки — 200 млн. лет (К-Аг метод). Близки по возрасту (до 215 млн. лет, К-Аг метод) субщелочные и щелочные анорогенные эгирин-арфведсонитовые граниты ( $Na_2O \geq K_2O$ ) трахитовой петрохимической



1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

Схема размещения и петрохимические серии мезозойских магматических образований северо-востока Якутии:

**интрузивные породы:** 1 — контуры интрузивных тел и вулканогенных полей, 2 — островодужные известковой низкощелочной серии  $J_3$ , 3 — раннеколлизийные известково-щелочные, пониженнокалиевые  $J_3$ - $K_1$ , 4 — синколлизийные известково-щелочные  $K_1$ , 5 — позднеорогенные высококалиевые  $K_1$ , 6 — эпиплатформенные латитовые, трахитовые и щелочно-базальтовые  $K_2$ ; **субвулканические породы:** 7 — известково-щелочные ранне- и синколлизийные  $K_1$ , 8 — высококалиевые поздне- и анорогенные  $K_2$ ; **эффузивные породы:** 9 — островодужные и активные окраины континента известковой низкощелочной серии преимущественно кислые  $J_3$ , 10 — то же, преимущественно основные  $J_3$ , 11 — трахитовые тыловых грабен  $J_3$ , 12 — известково-щелочные и высококалиевые  $K_1$ , 13 — латитовые, трахитовые и щелочно-базальтовые  $K_2$ ; 14 — внешний контур распространения карбонатных пород Колымо-Омолонского микроконтинента

серии континентальных блоков западной окраины КОМ [12].

Магматизм позднемезозойского этапа носит совершенно иной характер, что связано с интенсивной структурной перестройкой территории. Он обнаруживает отчетливую латеральную и временную зональность изменения типоморфных особенностей по направлению от внутренних районов ВКО к Сибирскому кратону (рисунок).

В оксфорд-киммериджское и волжское время на востоке (Южно-Анжуйская зона) происходили излияния низкощелочных толеитовых базальтов, андезитобазальтов, спилитов в сочетании с натровыми субщелочными и щелочными базальтами трахитовой и щелочно-базальтовой петрохимических серий и интрузиями ультрабазитов. Подводный характер излияний, перемежаемость покровов с глинисто-кремнистыми осадками, высокие концентрации Cr, Ni, V, преобладание Ba над La сближают их с базальтами срединно-океанических хребтов или приокеанических сегментов островных дуг [4].

Позднеюрские вулканиты базальт-андезит-риолитовой ассоциации Алазейской зоны и комагматичные им малые интрузии принадлежат низкощелочной известковой петрохимической серии — производным основных магм и обстановки доплитной коллизии. Вместе с перемежаемостью наземных и подводных излияний, обилием пирокластики, ассоциацией с турбидитами, андезитовым типом РЗЭ-трендов, это определяет их как островодужные образования.

Снизу вверх по разрезу в базальтах и андезитах парагенезис пижонита и авгита сменяется амфибол-клинопироксеновым, амфибол-двупироксеновым, амфибол-биотитовым; промежуточный между известково-щелочным и толеитовым тренд дифференциации — известково-щелочным, а геохимический тип континентальных толеитов юных дуг — андезитами и андезитобазальтами развитых дуг [8]. Давление в очагах магмогенерации возрастают от 1 до 1,2 ГПа, глубины до сейсмофокальной зоны — от 133 до 155 км. Эти факты и рост объема кислых вулканитов (плагиодацитов, плагиориолитов) и количества в них нормативного корунда говорят о сиализации фундамента и увеличении мощности литосферы, т.е. формирование вулканитов зоны происходило в обстановке эволюции от юной к развитой стадии энсиалической островной дуги или дуги, заложенной на гетерогенном основании.

В обрамляющей ее Момо-Селенняхской зоне среди позднеюрских вулканитов преобладают дациты и риолиты. Они характеризуются сочетанием высоко- и низкотемпературных модификаций породобразующих и аксессуарных минералов, принадлежностью к известковой низкощелочной, с отклонениями к известково-щелочной петрохимической серии. Тренды РЗЭ типичны для кислых вулканитов, перекрывающих мощную континентальную кору, а в распределении примесных элементов обнаруживается стойкий латитовый уклон. Давления в очагах магмогенерации достигали 1,2—1,4 ГПа, глубины до сейсмофокальной зоны — 150—180 км. В целом, магматизм зоны сопоставим с таковым активных окраин континентов.

С продвижением во внутренние районы ВКО позднеюрский магматизм быстро затухал, водонасы-

щенные магмы сменялись все более сухими, преобладающей становилась дайковая фация проявления. В базальтоидах раннемагматическая амфибол-клинопироксеновая ассоциация сменялась двупироксеновой и оливин-ортопироксеновой, возрастали суммарная щелочность, K/Na отношение, содержание микроэлементов группы Fe и РЗЭ. Давление в очагах магмогенерации увеличивалось до 1,7 ГПа, глубина до сейсмофокальной зоны — до 220 км.

Подобная зональность описана для многих островодужных систем и зон их коллизии с окраинами континентов и является показателем существования под ними зон Беньофа — Заварицкого, погружающихся под островную дугу и континент [1, 4]. Соотношение индекса дифференциации и SiO<sub>2</sub> в базитах и близкая к 1 величина Eu/Eu\* свидетельствуют о мантийном происхождении магм, а закономерное уменьшение Eu/Eu\* с ростом кремнекислотности (0,5—0,9) — о ведущей роли процессов кристаллизационной дифференциации в создании петрографического многообразия пород, в т.ч. и андезитов (Eu/Eu\* 0,6—0,7).

Эта зональность нарушается излияниями в рифтовых зонах Илинь-Тасского антиклинория субщелочных натровых базальтов и долеритов трахитовой петрохимической серии [7]. От производных островодужных серий они отличаются повышенными щелочностью и титанистостью, дифференцированным трендом РЗЭ, но сохраняют типичные для последних низкие значения La/Yb и Ba/Sr. По своей специфике эти породы параллелизируются с вулканическими поясами задуговых бассейнов, где параллельно с преобладающим в окружающих зонах сжатием фиксируется горизонтальное растяжение [14].

Позднеюрские вулканиты на рубеже юры и мела (138—149 млн. лет) интродированы небольшими штоками и хонолитами тоналит-гранодиорит-плагиогранитного состава, локализованными у внешней границы Момо-Полоусной зоны и в примыкающей части ВКО. Повышенная натровость пород, отклоняющийся к толеитовому тренд дифференциации, отсутствие или очень низкое содержание нормативного корунда в кислых членах ассоциации, высокая хлористость амфиболов, биотитов и апатитов и высокие значения Zr/Hf — в аксессуарных цирконах, низкие первичные отношения изотопов Sr (0,704—0,706) при небольшой расчетной глубине заложения магматических очагов (26—29 км) отвечают магмогенерации в пределах субстратов фемического профиля в зоне субдукции. Подобные ассоциации пород являются индикаторными для поздних стадий эволюции развитых дуг и ранних этапов коллизии и расположены в самых тыловых их частях или на прилегающей части континента [10]. Слабо дифференцированный тренд РЗЭ с небольшим обогащением легкими РЗЭ при близких хондриту концентрациях тяжелых РЗЭ и отсутствием Eu-минимума, наличие реститового граната и ксеногенных кварц-клинопироксеновых сростаний эклогитового парагенезиса подтверждают генерацию материнских расплавов в результате селективного плавления кварцевых эклогитов в зоне субдукции.

В процессе раннемеловой коллизии ВКО и КОМ выплавлялись большие объемы палингенных гранитоидных магм. Кристаллизующиеся из них породы принадлежат известково-щелочной петрохимичес-

кой серии синколлизийной геодинамической обстановки (с отклонениями к обстановке постколлизийного воздымания во внутренних районах ВКО). Во фронтальной части ВКО на участках с наиболее утоненной корой и максимальным тепловым потоком кристаллический фундамент подвергался (по геофизическим данным) почти сплошной гранитизации, а в верхнем структурном этаже формировались крупные пластинообразные плутоны гранит-лейкогранитного состава. С удалением во внутренние районы ВКО, с одной стороны, и непосредственно в зоне тектонического сгущивания — с другой, они сменяются средними по размерам и вертикальной протяженности гранодиорит-гранитными массивами. Гранитоидные массивы этих двух ассоциаций образуют вытянутые вдоль зоны коллизии «продольные» пояса плутонов — Главный и Северный. В тыловых зонах ВКО с максимальной мощностью коры происходило становление радиально протяженных штокообразных и трещинных тел диорит-гранодиорит-гранитной ассоциации, трассирующих субвертикальные, поперечные к складчатости разломы, возникшие как оперяющие трещины растяжения при столкновении края Сибирской платформы и КОМ.

В поперечных сечениях мезозой с удалением от зоны коллизии в породах равной кремнекислотности растут концентрации легких РЗЭ, К, Ва, Sr. Двухслюдная ассоциация в гранитах сменяется амфибол- и пироксен-амфибол-биотитовой, снижаются степень структурной упорядоченности полевых шпатов и железистость темноцветных минералов (от 90 до 45), увеличиваются содержание пиропового минала в акцессорных гранатах (4—25 %) и Zr/Hf отношение в цирконах (30—80). Содержание воды в материнском расплаве уменьшается с 6 до 1 %, а температура его ликвидуса растет от 650 до 950 °С. Глубина магмагенерации соответственно изменяется от 16 до 39 км с перемещением из верхних, существенно сиалических горизонтов фундамента, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации и обогащенных водой и фтором в нижние, сиалическо-фемические, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации и бедные водой и фтором [3, 16].

Однотипность изменений составов догранитоидных основных пород и коровых гранитоидов не может быть случайной. Она находит объяснение в подъеме глубинных потоков тепла и вещества, обеспечивших плавление в верхней мантии и подготовивших кору к началу магмаобразования. Материальные следы мантийно-корового взаимодействия выражены находками самородных Fe, Ni, Ti, муассanita и железистого кордиерита [11] в коровых гранитоидах региона, развитием в них аномальных минеральных ассоциаций, что наиболее характерно для гранитоидов поперечных рядов и хр. Полоусный.

Породы гранит-лейкогранитной ассоциации по типоморфизму минералов, соотношениям петрогенных оксидов, глубокому Eu-минимуму на трендах РЗЭ, низкому (0,3—0,5) значению Eu/Eu\*, высокому (0,710—0,714) отношению  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  параллелизуются с верхнекоровыми гранитами S-типа. По тем же параметрам (Eu/Eu\* 0,8—1,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0,703—0,710) [6] породы диорит-гранодиорит-гранитной ассоциации близки гранитоидам I-типа. Опускающиеся вплоть до мантийных  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , присутствие реликтов основ-

ного плагиоклаза (до 93 % An) часто трактуются как следствие мантийного генезиса таких гранитоидов. Но эти факты могут объясняться и присутствием среди нижнекоровых субстратов внедрившихся незадолго до образования гранитоидов основных магматитов [9]. Породы гранодиорит-гранитной ассоциации по основным параметрам занимают промежуточное положение.

Одновременно с формированием гранитоидов продольных и поперечных поясов вдоль западной границы Главного и северной — Северного пояса в зонах региональных тектонических нарушений формировались вулканоплутонические ассоциации. Становление их начиналось излияниями преимущественно кислых лав, покровы которых интродуцируются субвулканами, мелкими штоками и свитами даек. В процессе эволюции ко второй половине раннего мела известково-щелочные петрохимические серии синколлизийной обстановки в составе этих ассоциаций сменялись высококалиевыми вулканоплутоническими образованиями постколлизийной и позднеорогенной обстановок.

В конце раннего мела на завершающей стадии развития подвижной зоны под влиянием интенсивного подтока глубинного тепла и эманаций в низах коры выплавлялись перегретые сухие магмы, внедрившиеся в верхние структурные этажи вдоль ослабленных зон. Кристаллизовавшиеся из них высококварцевые лейкограниты, субщелочные гранит-, ридолит- и дацит-порфиры (мелкие штоки, субвулканы, свиты даек) принадлежат высококалиевой, с отклонениями к латитовой, петрохимической серии поздне- и анорогенной геодинамической обстановки. Типоморфные особенности (низкая упорядоченность полевых шпатов, высокое — до 40 % — содержание пиропового минала в гранатах, доходящие до «габбровых» Zr/Hf отношения в цирконах), присутствие в породах ксенолитов пироксен-биотит-санидиновых кристаллических сланцев гранулитовой фации, расчетная глубина магмагенерации (30—36 км), резко дифференцированный тренд РЗЭ с глубоким минимумом Eu, обогащенность как легкими, так и тяжелыми РЗЭ — позволяют параллелизовать их с гранитами А-типа. Последние рассматриваются как производные расплавов нижнекоровых субстратов, из которых предварительно были выплавлены коллизийные гранитоиды [17].

В зависимости от составов этих реститовых субстратов и, вероятно, интенсивности мантийно-корового взаимодействия, петрографический облик кислых магматитов разнообразен. Среди них присутствуют щелочно-полевошпатовые, микроклин-альбитовые редкометалльные, фаялитсодержащие граниты и субвулканические образования. Апикальная и прижерловая фации субвулканов нередко кристаллизуются из флюидонасыщенных магм (содержание воды 4—6 %), богатых F, Cl и В. С учетом выше перечисленных типоморфных особенностей пород высокую флюидонасыщенность этих расплавов можно объяснить только подъемом мощного флюидного фронта из подкоровых глубин.

С дальнейшим углублением расколов и переходом к эпиплатформенному этапу связано образование покровов, субвулканов, штоков и свит даек шошонит-латит-трахириолитовой ассоциации. Породы характеризуются высокой калиевой щелочностью, биотит-пи-



роксеновым парагенезисом, низкой упорядоченностью полевых шпатов, высокими концентрациями галогенов в амфиболах, биотитах и апатитах, присутствием титаномагнетита и хромшпинелидов. Они принадлежат латитовой, трахитовой и базанитовой петрохимическим сериям производных щелочно-мантйных и анорогенных магм. Эволюция магматизма происходила с последовательным погружением магматических очагов во все более глубокие горизонты мантии (45—100 км).

Итак, среди позднемезозойских магматических образований региона присутствуют производные Na-трахитовой, известковой толеитовой, известково-щелочной, высококалийевой, латитовой, К-трахитовой и базанитовой петрохимических серий, закономерно сменяющие друг друга во времени и пространстве и охватывающие все стадии развития подвижной зоны: раннюю рифтогенную, палеоостроводужную, активной окраины континента, синколлизионную, позднюю и посторогенную, анорогенную. Наиболее сложная картина магматизма характеризует непосредственно зону коллизии ВКО и КОМ (см. рисунок).

В каждой структурно-фациальной зоне, как и в регионе в целом, магматизм начинался излиянием или внедрением глубинных мантийных магм, сменявшихся коровыми, и далее — снова мантийными образованиями. В этом ряду закономерно изменяется химический состав пород и слагающих их минералов, четко отражая степень его зависимости от характера магмаобразующих субстратов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богатиков О.А., Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг. — М.: Наука, 1988.

2. *Бородин Л.С.* Петрохимия магматических серий. — М.: Наука, 1987.
3. *Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии.* — М.: Наука, 1984.
4. *Зоненшайн Л.Л., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. — М.: Недра, 1976.
5. *Недосекин Ю.Д., Амузинский В.А., Хабидулина Т.С.* Магматизм Сарылахского рудного узла. — Якутск, 1991.
6. *Ненашев Н.И., Зайцев А.И.* Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Яно-Колымской складчатой области. — Якутск, 1985.
7. *Сурнин А.А.* Позднеюрские ультраосновные и основные комплексы Колымского массива. — Новосибирск: Наука, 1990.
8. *Таусон Л.В.* Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность. 27-й МК. Т. 9. М., 1984. С. 221—229.
9. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. — М.: Мир, 1988.
10. *Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы.* — М.: Мир, 1983.
11. *Трунилина В.А.* Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований северо-востока Якутии. — Новосибирск: Наука, 1992.
12. *Трунилина В.А., Парфенов Л.М., Лейер П.В.* и др. Среднепалеозойский Томмотский массив щелочных габброидов и сиенитов Верхояно-Колымских мезозонд и его тектоническая позиция. // Геол. и геофиз. 1996. № 4. С. 71—82.
13. *Batchelor R.A., Bowden P.* Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multication parameters. // Chem. Geol., 1985. Vol. 48. P. 43—55.
14. *Gill J.B.* Orogenic andesites and plate tectonics. — N.Y.: Springer, 1981.
15. *Parfenov L. M.* Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozooids in the context of plate tectonics // Tectonophysics, 1991. Vol. 199. P. 319—342.
16. *Trunilina V.A., Orlov Yu. S., Fedotov M.V.* Composition of the crystalline basement of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozooids — Data from deep xenoliths in granitoids // Z.geol. Wiss., 1994. № 22 (1/2). P. 147—152.
17. *Whalen J.* A-type granites in New Breeswick // Pap. Geol. Surv. — 1988. № 86/1a. P. 297—300.

УДК 552.321 (571.56)

© Коллектив авторов, 1997

## Строение и магматизм Верхнеиндигирской кольцевой структуры

А.Г.БАХАРЕВ, А.И.ЗАЙЦЕВ, Н.И.НЕНАШЕВ, П.Э.ИЗБЕКОВ

Рассмотрим район междуречья Индигирки и ее правых притоков — Большого Тарына и Неры, в плане совпадающий с внутренней зоной крупнейшей в Яно-Колымской складчатой области (ЯКСО) Верхнеиндигирской кольцевой структуры, выделенной по результатам дешифрирования космоснимков [7]. Кольцевые структуры данного класса (магматические своды) ЯКСО контролируют основную массу полезных ископаемых региона [7] и поэтому требуют всестороннего изучения.

Тарынская кольцевая структура (ТКС) (рисунок) расположена на сопредельных территориях Верхоянского миогеосинклинального пояса и Кулар-Нерского террейна, образованных теригенными породами карбона, перми, триаса и юры, представляющими собой типичные накопления пассивной континентальной окраины, ее континентального склона и подножия [4]. Тарынская структура, размером 140×180 км, ограничена кольцевым космолинеamentом и имеет форму овала, вытянутого на северо-запад согласно с простиранием складчатых структур и Адыча-Тарынской зоны разломов, которые сформировались в результате коллизии Колымо-Омолон-

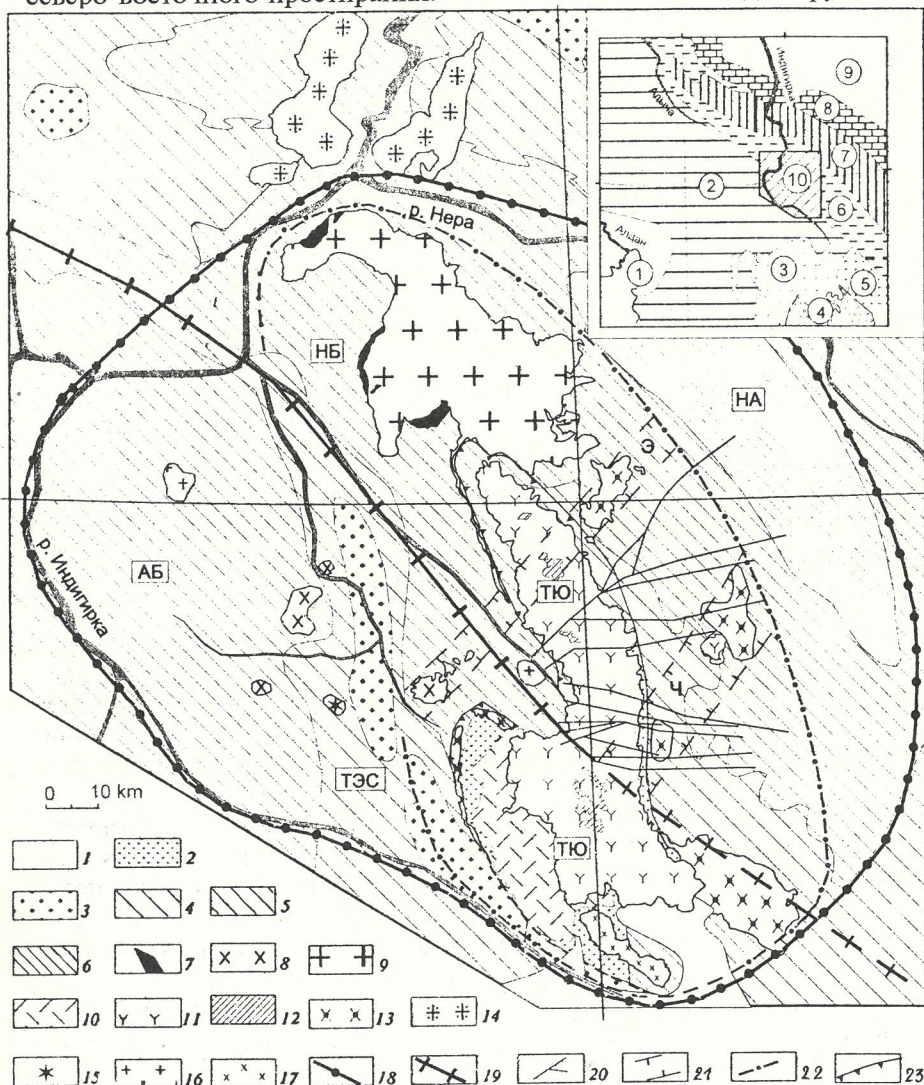
ского супертеррейна и Верхоянской пассивной окраины, развивавшейся с поздней юры до позднего мела [3, 4]. ТКС включает четыре крупные складчатые структуры ЯКСО. Охарактеризуем одну из них, в которой отчетливо проявилась связь складчатых и магматических процессов.

Нелькано-Тарынский район брахиформных структур, размерами 150×(20÷50) км, протянулся в северо-северо-западном направлении, расположен в центре ТКС и пространственно совмещен с осевой частью хр. Сарычева. Он состоит из Нельканской брахиантиклинали и Тарын-Юряхской грабен-синклинали. Нельканская брахиантиклиналь (50×35 км) сложена отложениями карнийского яруса, вытянута на северо-запад и приурочена к крайней северной части ТКС. Особенность строения брахиантиклинали — полукольцевая ориентировка оси, а также мелких складок и разрывов, усложняющих ее крылья. Она прорвана Нельканским массивом волжских-раннеэокомовых гранитоидов, дуговой выступ северо-западной оконечности которого контролируется одной из зон полукольцевых разрывов. Тарын-Юряхская грабен-синклиналь, тесно связанная с

Нельканской брахиантиклиналью, протянулась вдоль хр. Сарычева до кольцевого разлома, ограничивающего ТКС с юга. В мульде ее размещен Тарынский массив позднеэокомовых субвулканических дацитов. Грабен-синклинали, ориентированная в меридиональном направлении в центральном секторе, к северу и югу от него вытянулась на северо-запад, образуя два выступа, ограниченные соответственно Таклаунской и Булгуньяхской зонами полукольцевых разрывов. Первая из них трассируется цепочкой выходов дайки гранодиорит-порфира, вторая — почти непрерывными выходами Булгуньяхского интрузива. Восточное крыло центрального сектора грабен-синклинали, усложненное флексурным перегибом и серией субмеридиональных крутых сбросов на запад, простирается полосой  $(1\pm 2)\times 40$  км в меридиональном направлении вдоль экзоконтактной зоны Тарынского субвулкана. Здесь крыло сложено согласно залегающими толщами терригенных пород верхнего триаса (нория), нижней и средней юры, осадочно-вулканогенных отложений верхней юры (келловей — кимериджа) и нижнего мела. Эти толщи образуют моноклинали, полого падающую под субвулкан согласно с залеганием его контактной плоскости. Необходимо отметить, что за пределами грабен-синклинали осадочные толщи триаса имеют иной характер складчатости. Они деформированы в брахиформные складки северо-восточного простирания.

Тарынский субвулкан, по Л.Ф.Мишину [2], имеет чашеобразную форму с крутыми ( $30-70^\circ$ ) бортами и пологим, осложненным центральным куполом, днищем. Магмоподводящие каналы фиксируются в краевых частях субвулкана. Внедрение магмы во вмещающие осадочно-вулканогенные отложения осуществлялось в виде послойных инъекций, а подстилающие породы проседали синхронно с внедрением дацитового расплава.

В ТКС развиты субмеридиональная, северо-западная, северо-восточная и субширотная системы разрывных нарушений. Зона разрывов субмеридионального простирания и крутого падения на запад прослеживается вдоль восточного крыла грабен-синклинали и фиксируется линейной полосой ( $27\times 5$  км) положительных магнитных аномалий. Эти разрывы отнесены к разряду глубинных и относительно более древних. Они контролируют дайки и штоки ранне-среднеюрских субщелочных габбро-диабазов. К северо-западной системе разрывов относится Адыча-Тарынский разлом, продольный складчатый структурам региона. Близ устья руч. Большой Тарын он представлен широкой (до 10 км) зоной сближенных разрывов, круто ( $65-80^\circ$ ) наклоненных к северо-востоку. Данная зона разрывов обнаруживает признаки больших надвиговых и последующих левосторонних сдвиговых перемещений [3]. В пределах ТКС Адыча-Тарынская зона разломов прослеживается вдоль руч. Большой Тарын до Тарынского субвулкана.



Тектоническая схема Верхнеиндигирской кольцевой структуры:

1 — четвертичные образования; 2 — вулканогенно-осадочные отложения верхней юры; терригенные отложения: 3 — ранней и средней юры, 4 — норий-ретского, 5 — карнийского ярусов верхнего триаса, 6 — среднего и нижнего триаса; магматические комплексы: 7 — позднеюрский диоритовый, раннеэокомовые: 8 — гранодиорит-гранитный, 9 — адалелит-гранитный, 10 — риолитовый; позднеэокомовые: 11 — дацитовый, 12 — то же, с микропегматитовыми гранодиорит-порфирами, 13 — гранодиоритовый; 14 — апт-альбский гранит-лейкогранитный; 15 — альбский гранодиоритовый; 16 — сеноманский адалелитовый; 17 — турон-раннесенонский гранодиорит-порфиоровый; 18 — кольцевой космолинеамент; 19 — Адыча-Тарынская зона разломов; 20 — разрывные нарушения; 21 — зоны разрывных нарушений; 22 — Сарычевское кольцо (по К.Н.Рудичу); 23 — зоны дуговых разрывов; складчатые структуры: НА — Нерский антиклинорий, АБ — Адычанский брахиантиклинорий, ТЭС — Тарыно-Эльгинский синклиорий, НБ — Нельканская брахиантиклиналь, ТЮ — Тарын-Юряхская грабен-синклинали; зоны разрывов: Э — Эрзеляхская, Ч — Чингаканская; на врезке (цифры в кружках): 1 — Сибирская платформа, 2 — Верхоянский миегеосинклинальный пояс, 3 — Охотско-Чукотский пояс, 4 — Охотский кратон, 5 — Виличинский террейн, 6 — Кулар-Нерский террейн, 7 — Иньяли-Дебинский преддуговой прогиб, 8 — Уяндино-Ясачинская вулканическая дуга, 9 — Илья-Тасский антиклинорий, 10 — район исследований

# 1. Позднемезозойские магматические комплексы Верхнеиндигирской кольцевой структуры

Возраст, млн. лет	Ярус	Комплексы, массивы, возраст магматитов, млн. лет				
	Сенонский					
88,5	Туронский	<b>Гранодиорит-порфировый</b> Куранах-Салинский		Би 86* 91		
90,4	Сеноманский	<b>Адамеллитовый</b> Барыллыэлахский $R_0$ 0,7038—0,7065		91 96		
97	Альбский	<b>Гранодиоритовый</b> Чуруктинский $R_0$ 0,7058		100** 104**		
		<b>Гранит-лейкогранитный</b> Левоиндигирский Правонерский Эбир-Хаинский		Би 102* Му 115*		
112	Аптский					
124,5	Барремский					<b>Гранодиоритовый</b> Труд, Капризный Одонканский Арга-Салинский Чингаканский Булгуньяхский
131,8	Готеривский					
135	Валанжинский	<b>Гранодиорит-гранитный</b> Эргеляхский Якутский Курдатский Самырский Сохский	Би 135* Би 140* Би 143* Би 144*	<b>Адамеллит-гранитный</b> Нельканский	Би 136* Би 141* Би 143* Би 144*	<b>Гранодиоритовый</b> Тарынский субвулкан
140,7	Берриакский					
145,6	Волжский	$R_0$ 0,7051—0,7100	157**	$R_0$ 0,7074—0,7105	152	<b>Риолитовый</b> Эффузивы Тарын-Юряхской грабен-синклинали
152	Кемериджский	<b>Диоритовый</b>				Би 152*

Примечание:  $R_0$  — первичное отношение изотопов Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ); Би, Му и П — определение изотопного возраста по биотиту, мусковиту и породе K-Ar,  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}^*$  и Rb-Sr(\*\*) методами.

на, при «входе» в который разветвляется на систему разрывов субширотного простирания, где происходили преимущественно левосдвиговые перемещения. Разрывные нарушения северо-восточной ориентировки в центральной части ТКС локализируются в Эргеляхскую (8×70 км) и Чингаканскую (15×40 км) зоны, которые пересекают Тарынский субвулкан и контролируют размещение неокомовых гранитоидных интрузивов.

По построениям К.Н.Рудича [6], Тарынский субвулкан, размещенный в мульде грабен-синклинали, и обрамляющие его выходы гранитоидных интрузивов образуют Сарычевскую кольцевую структуру.

Магматические образования района изучались многими геологами [2, 5, 6, 8 и др.]. Были определены особенности их состава, возрастная последовательность и формационная принадлежность. Имеющиеся у нас материалы и новые K-Ar, Rb-Sr (ЯИГН СО РАН), Ar-Ar (Аляскинский университет, проф. П.Лэйер) изотопные датировки магматитов позволяют предложить принципиально новую схему развития магматизма (табл. 1).

Наиболее ранними в районе являются потоки базальтов и дайки, силлы, штоки субщелочных долеритов, габбро-диабазов, залегающие среди нижне- и среднеюрских терригенных отложений и локализованные в субмеридиальных разрывах восточного

крыла Тарын-Юряхской грабен-синклинали. По составу (табл. 2) они образуют обособленную группу и сопоставляются с аналогичными породами раннеюрского доскладчатого кобюминского комплекса, развитыми к юго-западу от ТКС [1].

Следующую более молодую возрастную группу образуют дайки и штоки диоритовых пород. Они прорывают отложения средней юры и слагают ксеноблоки в эндоконтактных частях массивов более молодых гранитоидов. Rb-Sr изохронный возраст диоритовых пород ксеноблоков в Нельканском массиве 167 млн. лет [8], а в интрузиве Капризный, по данным Ar-Ar определений, 152 млн. лет.

В конце поздней юры и раннем неокоме практически одновременно были сформированы интрузивы гранитоидов, которые по составу и связи с ними профилирующего типа рудной минерализации разделяются на гранодиорит- и адамеллит-гранитные комплексы, а также толщу риолитов (риолитовый комплекс) Тарын-Юряхской грабен-синклинали.

*Гранодиорит-гранитный* комплекс представлен гранитоидами интрузивов, локализованными в западной части ТКС. Наиболее эродированный Эргеляхский интрузив сложен гранодиоритами (42 %), адамеллитами (20 %), гранитами (38 %), дайками и жилами аплитовидных гранитов, аплитов. Особенности минерального состава пород определяются

2. Средний химический (в %) и элементно-примесный (в г/т) составы пород главных фаций магматических комплексов Верхнеиндигирской кольцевой структуры

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	48,93	54,55	61,49	66,87	70,36	70,05	74,37	64,95	65,83	71,96	73,69	66,79	70,80	66,93
TiO <sub>2</sub>	2,27	1,17	1,01	0,58	0,39	0,53	0,15	0,76	0,72	0,22	0,09	0,42	0,32	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,79	16,37	15,94	15,55	14,58	14,26	13,26	16,03	15,67	15,11	15,30	15,48	14,51	15,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,65	1,39	1,11	0,33	0,21	0,42	1,03	0,83	0,69	0,22	0,30	0,21	0,33	0,59
FeO	10,74	7,29	5,89	3,76	2,80	3,44	1,15	4,15	4,05	1,37	0,34	3,58	3,27	3,59
MnO	0,12	0,11	0,08	0,05	0,04	0,06	0,02	0,06	0,05	0,02	0,02	0,07	0,05	0,06
MgO	4,81	4,48	2,15	1,38	0,84	0,73	0,13	1,15	1,41	0,38	0,23	1,16	0,48	1,04
CaO	7,32	5,18	3,50	2,95	2,21	2,11	0,44	2,82	2,12	0,70	0,92	2,97	1,51	1,98
Na <sub>2</sub> O	4,09	3,14	3	3,73	3,63	3,36	2,15	3,49	3,10	3,32	2,73	4,08	3,55	3,60
K <sub>2</sub> O	0,73	2,32	3,15	3,18	3,77	4,25	5,78	3,99	4,10	5,18	5,04	4,13	4,65	4,39
H <sub>2</sub> O	2,62	2,63	1,77	0,80	0,74	0,42	1,15	0,95	1,49	0,55	0,50	0,41	0,60	0,66
п.п.п.	0,17	0,64	0,96	0,29	0,11	0,62	0,92	0,86	0,54	0,05	0,05	0,00	0,02	0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,56	0,25	0,26	0,15	0,12	0,16	0,23	0,22	0,24	0,35	0,40	0,30	0,17	0,16
CO <sub>2</sub>	0,82	0,52	0,19	0,20	0,08	0	0	0,25	0,12	0	0	0	0	0
F	0,18	0,19	0,14	0,11	0,15	0,12	0,14	0,10	0,15	0,19	0,10	0,10	0,09	0,15
Сумма	99,80	100,23	100,64	99,93	100,03	100,53	100,93	100,61	100,28	99,62	99,71	99,70	100,35	99,55
Al <sup>+</sup>	0,20	0,91	1,15	1,06	1,05	1,03	1,27	1,08	1,24	1,23	1,44	0,90	1,08	1,16
K <sup>+</sup>	0,15	0,42	0,51	0,46	0,51	0,56	0,73	0,53	0,57	0,61	0,65	0,50	0,57	0,55
n	2	3	11	11	8	5	9	9	14	4	4	2	6	3
B	—	14,3	27	7,9	9	—	—	96	30,8	13,8	8	5,5	—	35,2
Sn	7,6	4,2	5,8	2,6	2,3	5,92	8,91	6,5	6,5	5	2,36	4	7,5	—
Pb	31	14	21	20	26	27	32	29	29	33	22	16	35	28
Zn	113	116	97	124	127	64	70	104	97	148	51	108	73	151
Cu	15	58	71	8,6	7,9	10,5	10,9	75,8	21,8	7,8	8	7,7	9,1	44,3
Co	48,9	74,4	35,6	7,8	6,1	5	3,1	21,9	16,1	3,8	4	8,2	4	8,6
Ni	37,4	266	134	17	14	25	21	29	44	10	18	15	17	20
V	—	150	109	42	29	35	14	61	71	21	7	40	22	48
Ba	672	380	579	635	542	712	242	878	817	650	651	932	553	1015
Sr	616	214	227	233	204	149	38	207	178	180	86	688	199	220
Ag	0,212	0,186	0,161	0,059	0,052	0,135	0,33	0,298	0,129	0,056	0,109	0,053	0,061	0,114
Bi	0,7	1,3	1,1	0,9	1,6	0,7	0,7	0,7	1,5	3,1	4	0,7	1,9	1,5
Mo	0,46	0,97	1,36	0,31	0,26	0,31	1,17	1,17	0,55	0,1	0,1	0,87	0,23	0,4
Li	88	69	58	51	45	65	49	42	53	79	254	42	76	59
Rb	28	81	115	101	102	158	197	107	125	176	194	116	167	136
n	2	8	18	21	18	5	8	8	34	4	4	5	5	4

Примечание: 1 — ранне-среднеюрские габбро-диабазы; позднеюрский диоритовый комплекс: 2 — диориты Нельканского, 3 — кварцевые диориты Капризного массивов; ранне-неокомовые комплексы: 4 — гранодиориты, 5 — адамеллиты гранодиорит-гранитного, 6 — адамеллиты адамеллит-гранитного и 7 — риолиты риолитового комплексов; поздне-неокомовые комплексы: 8 — дациты дацитового, 9 — гранодиориты гранодиоритового комплексов; апт-альбский гранит-лейкогранитный комплекс: 10 — двуслюдяные граниты и 11 — лейкограниты Левоиндигирского массива; 12 — гранодиориты альбского гранодиоритового комплекса; 13 — адамеллиты сеноманского адамеллитового комплекса; 14 — гранодиориты турон-ранне-сеноманского гранодиоритового комплекса; Al<sup>+</sup> — коэффициент глиноземистости: Al-2Ca/(Na+K) [8]; K<sup>+</sup> — калиевоств: K<sub>2</sub>O/(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O), %; n — число анализов.

присутствием амфибола и ассоциацией аксессуариев ильменит-ортитового типа. Породы умеренно глиноземистые и относятся к нормальному ряду K-Na серии. Для гранитоидов свойственны кларковые и выше кларковых содержания Pb, Zn, Co, Ni, Li, а также кларковые и ниже кларковых — Sn, B, Ba, Sr, Mo, Ag.

Адамеллит-гранитный комплекс включает гранитоиды Нельканского массива (1200 км<sup>2</sup>). Он сложен адамеллитами (85 %), сменяющимися в эндоконтакте гранодиоритами. Граниты образуют неправильной формы тела в центральной части массива. Много жил аплита и пегматита. В породах из аксессуарных минералов кроме ильменита много граната, часто встречаются монацит, ксенотим. В гранитах отмечен кордиерит. Гранитоиды Нельканского массива несколько более глиноземистые и калиевые, чем таковые гранодиорит-гранитного комплекса. В них профилирующими элементами-примесями являются B и Sn.

Риолитовый комплекс включает вулканические образования осадочно-вулканогенной толщи (700—850 м) Тарын-Юряхской грабен-синклинали. Толща сложена фельзориолитами, туфолавами и агломеративными, но в основном витро-кристаллолитокластическими туфами риолитов. По находкам неокомовой флоры в туфопесчаниках, возраст ее в целом определялся в рамках неокэма [5]. Вместе с тем, она согласно перекрывает вулканогенно-осадочную толщу

с оксфорд-кимериджской фауной и пересекается дацитами Тарынского субвулкана (131—141 млн. лет). С учетом этого риолитовая вулканическая толща формировалась на протяжении волжского и берриасского ярусов. В породах из аксессуариев вместе с ильменитом, цирконом и апатитом много граната, отмечается монацит. По химическому составу (табл. 2) это ультракислые породы. Они высокоглиноземистые и относятся к субщелочному ряду K-Na серии. В риолитах на уровне кларковых и выше содержания Sn, Pb, Mo, Ag, Li, ниже — Zn, Co, Ba, Sr, Rb.

Поздне-неокомовый дацитовый комплекс включает дациты и микропегматитовые гранодиорит-порфиры Тарынского субвулкана. Гранодиорит-порфиры, образующие разнообразной формы и размеров выходы в дацитах Тарынского субвулкана, обнаруживают признаки бескорневых тел и рассматриваются как продукты кристаллизации в остаточных микрокамерах [2]. Дациты содержат во вкрапленниках плагиоклаз, биотит, гиперстен, иногда калишпат, кварц. Из аксессуариев характерны ильменит, апатит, циркон, гранат, встречаются монацит, андалузит. По химическому и элементно-примесному составу дациты и гранодиорит-порфиры почти не отличимы. Они относятся к высокоглиноземистому петрохимическому типу и нормальному ряду K-Na серии. В породах комплекса Sn, Pb, Zn, Mo, Ag, Co, V, Ni, Li фиксируются в кларковых и выше кларковых, а Ba, Sr, Rb

и F — в кларковых и ниже кларковых концентрациях.

*Поздненеокомовый гранодиоритовый* комплекс представлен гранитоидами интрузивов, сложенных гранодиоритами (до 75 %), адамеллитами (до 15 %), редкими дайками и жилами аплита. Особенность минерального состава пород комплекса — отсутствие роговой обманки и присутствие пироксена. Часто встречаются кристаллы андалузита (1—2 см). Из аксессуаров много ильменита, апатита, циркона, граната, отмечается турмалин. Другая особенность — присутствие графита. Графитосодержащие гранодиориты образуют в апикальных частях интрузий пологопадающие линзовидные зоны протяженностью до нескольких сотен метров и мощностью до 10 м. Заметим, что графит в виде желваков и мелкой «сыпи» встречается также в дацитах Тарынского субвулкана, но не отмечен в породах других магматических комплексов. Гранитоиды комплекса высокоглиноземистые и относятся к нормальному ряду K-Na серии. В породах содержания В, Sn, Pb, Zn, Mo, Ag, Co, Ni, Li, F на уровне и выше, а Ba, Sr, Rb — ниже кларковых.

*Апт-альбский гранит-лейкогранитный* комплекс включает гранитоиды интрузивов, расположенных в промежуточной зоне Верхнеиндигирской кольцевой структуры, близ северной границы ТКС. Интрузивы сложены биотитовыми, двуслюдяными гранитами и дайками, жилами лейкогранитов, аплитов, пегматитов. В гранитоидах содержатся мусковит, гранат, иногда кордиерит и андалузит. Ассоциация аксессуарных минералов монацит-ильменитового типа. Граниты комплекса высокоглиноземистые и относятся к субщелочному ряду K-Na серии. Свойственна высокая концентрация В, Sn, Bi, Li, Rb и пониженная — Sr, Mo, Co, Ni, V.

*Альбский гранодиоритовый* комплекс представлен гранитоидами Чуруктинского интрузива, сложенного гранодиоритами с редкими жилами аплита. Особенность минерального состава гранодиоритов — присутствие амфибола (4—8 %) и ассоциации аксессуаров сфен-ортитового типа с малым содержанием магнетита. В целом породы комплекса малоглиноземистые и относятся к нормальному ряду K-Na серии. Pb, Zn, Ag, Co, Ni, В, F содержатся в количествах на уровне и выше, а В, Sn, Mo, V, Li, Rb — ниже кларковых. Сравнительно много Sr (610—860 г/т).

*Сеноманский адамеллитовый* комплекс выделяется в объеме пород Барылыэлахского интрузива, сложенного адамеллитами, дайками и жилами аплитовидных гранитов, аплитов. Для пород свойственна ассоциация аксессуаров монацит-ильменитового типа. Они умеренно глиноземистые и относятся к нормальному ряду K-Na серии. В концентрациях на уровне и ниже кларковых фиксируются Ba, Sr, Rb, V, Co, Cu, Mo, а для Sn, Pb, Zn, Ag, Ni, Li, F отмечается разброс содержаний.

*Турон-раннесенонский гранодиорит-порфировый* комплекс представлен гранитоидами Куранах-Салинского интрузива (130 км<sup>2</sup>), сложенного в основном гранодиорит-порфирами и, в меньшей степени, адамеллит-порфирами. Породы данного интрузива

более глиноземистые, но менее калиевые, чем гранитоиды Барылыэлахского интрузива, богаты В, Sn, Pb, Zn, Ag, Co, Ni, V, F и бедны Ba, Sr, Rb, Mo.

Возрастная последовательность магматических комплексов ТКС (см. табл.1), построенная с учетом корректных данных определений возраста магматитов, не согласуется с широко распространенными представлениями об обычном гомодромном магматизме на орогенном этапе ЯКСО. Вместе с тем, в волжском-раннеальбском возрастном ряду комплексов, от ранних к более позднему гранит-лейкогранитному, глиноземистость и калиевость пород (см. табл. 2) закономерно увеличиваются. Это позволяет полагать, что они были сформированы в одном геодинамическом режиме. Об этом может свидетельствовать также то, что в породах всех комплексов этого ряда практически на одном уровне, ниже кларковых содержаний, фиксируются Ba, Rb и в особенности Sr, что свойственно для коллизионных гранитоидов Главного батолитового пояса. Одновременное формирование разного состава и генезиса гранодиорит-и адамеллит-гранитных комплексов по времени совпадало с наиболее интенсивными деформациями, связанными с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с Сибирским континентом в конце поздней юры — начале неокома. Проявление в это же время процессов вулканизма связано с вертикальными субмеридиональными разломами древнего заложения. Поскольку они были ориентированы по направлению сближения континентальных блоков, то в поздней юре в обстановке сжатия по ним происходил раздвиг. Образование риолитовой магмы в такой обстановке может быть связано с плавлением нижних горизонтов коры в результате резкого падения давления. Породы позднеальбского гранодиоритового комплекса по минеральному и элементно-примесному составам не коррелируются с породами всех остальных комплексов ТКС, но сопоставимы с «охотскими» гранитоидами. Природа гранитоидов антидромного сеноман-раннесенонского возрастного ряда пока не ясна. В них, как и в коллизионных гранитоидах, низкая концентрация Rb, Sr, и от раннего комплекса к позднему увеличивается глиноземистость, но убывает калиевость.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коростылев В.И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. — Н.: Наука, 1982.
2. Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. — М.: Наука, 1994.
3. Парфенов Л.М., Рожин С.С., Третьяков Ф.Ф. О природе Адыч-Тарынской зоны разломов // Геотектоника. 1988. № 4. С. 90—102.
4. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенических поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. № 6. С. 32—43.
5. Попов Л.Н., Кузнецов Ю.В. Возраст магматических комплексов хребта Сарычева // Сов. геол. 1987. № 12. С. 91—96.
6. Рудич К.Н. Магматизм хребта Сарычева. М.: Гостехиздат, 1959.
7. Шаров Г.Н., Балакишин Г.Д. Космофотогеологические и геофизические исследования в связи с прогнозированием золотоносности Якутии // Вопросы геологии, минералогии и геохимии золотого оруденения. 1980. С. 40—49.
8. Шкодинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. — Н.: Наука, 1992.

## Возраст кимберлитовых магматитов — основа прогнозирования алмазоносности территорий

Ф.Ф.БРАХФОГЕЛЬ, А.И.ЗАЙЦЕВ, Э.А.ШАМШИНА

Якутская кимберлитовая провинция расположена на северо-востоке Сибирской платформы и охватывает Анабарскую антеклизу и ее восточный и южный склоны, покрытые плащом верхнепалеозойских и мезозойских осадков. Около 25 полей кимберлитовых и родственных магматитов беспорядочно расположены здесь на территории более 1,5 млн. км<sup>2</sup> (рис. 1), в пределах которых в настоящее время известно более 1000 различных тел: трубок, штоков, даек и жил, иногда образующих сложные сопряженные конструкции.

Возраст кимберлитового магматизма давно привлекал внимание многих исследователей, и в середине 60-х годов геохронология разнообразных кимберлитовых образований ЯАП стала объектом исследования лаборатории геологии кимберлитов ЯИГН. В начальный этап для решения этих вопросов использовались исключительно возрастные реперы геологической природы (возраст прорываемых и перекрывающих отложений; стратиграфическое положение промежуточных коллекторов типоморфных минера-

лов кимберлитов; осадочные ксенолиты с определенными фаунистическими остатками; ксенолиты пород различных формаций, в т.ч. базитовых; споры и пыльца из «песчанистых» брекчий). Изотопные даты были весьма малочисленны и представлены исключительно К-Аг определениями возраста, выполнялись чаще всего на материале крупных флогопитов. Целенаправленное изотопное датирование кимберлитовых и родственных им магматитов ЯАП началось в ЯИГН в 70-е годы с освоением Rb-Sr метода, который быстро занял ведущее место в наших датировочных работах и способствовал резкому подъему геохронологических исследований.

Для определения изотопного возраста кимберлитов применяются различные радиологические методы в зависимости от наличия в них того или иного материала — геохронометра [4]. Основная трудность датирования кимберлитов обусловлена тем, что они представляют собой гетерогенную смесь реститовых, протоматматических, ксеногенных и позднемагматических минералов. Из них только последние, выполняющие основную связующую массу (ОСМ) брекчий и преобладающий объем интрузивных кимберлитов, образуются при консолидации пород и однозначно фиксируют время их формирования. ОСМ представляет собой микрозернистый агрегат, из которого практически невозможно отобрать монофракции минералов — геохронометров. Поэтому при датировании кимберлитов К-Аг и Rb-Sr методами нами использовались валовые пробы ОСМ, и полученные по ним даты относятся к категории «породных методов» в отличие от «мономинеральных», определенных по более крупным зернам ранних минералов (цирконы, крупные флогопиты и др.). Наш банк данных изотопных датировок включает результаты как «породного», так и мономинерального определения возраста кимберлитов.

Детальный обзор методов изотопного датирования кимберлитовых пород рассмотрен в работе [4], а применяемые нами методики К-Аг и Rb-Sr определения возраста кимберлитов и родственных пород рассмотрены ранее [3]. Здесь мы кратко рассмотрим лишь некоторые ограничения применения изотопных методов при датировании кимберлитов.

**Rb-Sr метод.** Наличие микролитовой слюды в кимберлитах позволяет достаточно уверенно определять возраст кимберлитов этим методом. Но Rb-Sr методом не могут датироваться породы с содержанием микролитовой слюды менее 1 % и карбонатов менее 10 %, перовскита и микрообломков полевых шпатов более 2 %, а также породы с отчетливыми признаками постмагматических изменений.

**К-Аг метод** требует наличия в ОСМ калийсодержащих фаз. Достоинством метода является возможность датирования пород с небольшим количеством микролитовых слюд, но не следует датировать породы с явными признаками постмагматических изменений и высоким содержанием карбонатов (более 10 %) и метаморфогенных минералов (более 3 %).

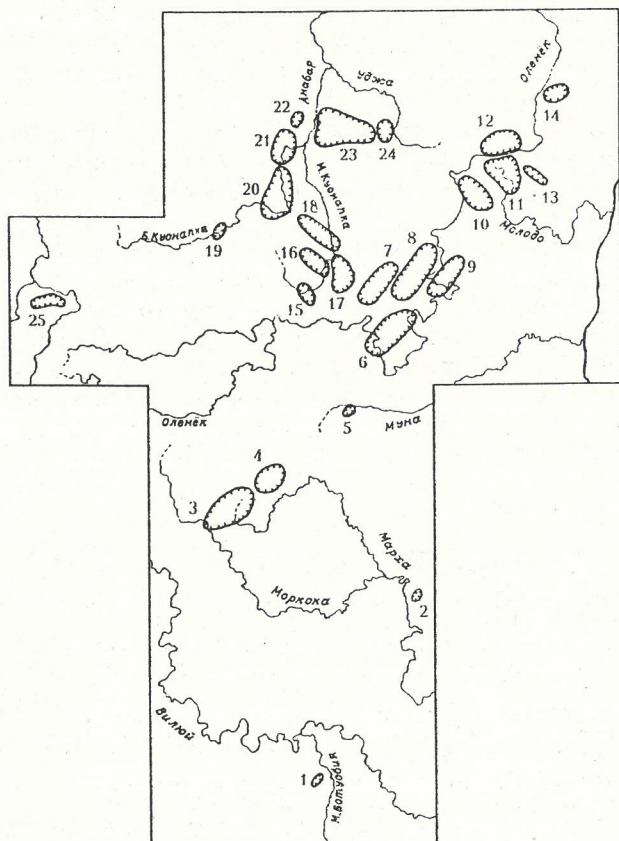


Рис. 1 Схема расположения кимберлитовых полей Якутской алмазоносной провинции:

1 — Мало-Ботуобинское; 2 — Накынское; 3 — Алакитское; 4 — Далдынское; 5 — Верхнемунское; 6 — Чомурдахское; 7 — Западно-Укуитское; 8 — Восточно-Укуитское; 9 — Огонер-Юряхское; 10 — Мерчимденское; 11 — Молодинское; 12 — Куойское; 13 — Толуопское; 14 — Хорбусуонское; 15 — Куранахское; 16 — Бирингинское; 17 — Лучаканское; 18 — Дюкенское; 19 — Среднекуонапское; 20 — Ары-Мастахское; 21 — Старореченское; 22 — Орто-Ыаргинское; 23 — Эбеляхское; 24 — Томторское; 25 — Харамайское

1. Проявление различных эпох кимберлитового магматизма в полях ЯАП

Поле	O <sub>3</sub>	S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub>	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	T <sub>2+3</sub>	J <sub>3</sub>	K <sub>1-2</sub>	P <sub>1-2</sub>
Мало-Ботубинское	+?	+	+	-	-	-	-
Накынское	+	-	-	-	-	-	-
Алакитское	-	+	+	-	-	-	-
Далдынское	-	+	+	-	-	-	-
Верхнемунское	-	+	+	-	-	-	-
Чомурдахское	-	+	+	-	-	-	-
Западно-Укукитское	+	+	+	-	-	-	-
Восточно-Укукитское	-	+	+	+	-	-	-
Огонер-Юрахское	-	-	+	-	-	-	-
Мерчимденское	-	+	+	-	-	-	-
Молодинское	-	-	+	-	+	-	-
Куойкское	-	-	+	+	+	-	-
Толуопское	-	-	+	-	-	-	-
Хорбусуонское	-	-	-	-	+	-	-
Куранахское	-	-	-	+	+	-	-
Бирингинское	-	-	-	+	+	+	+
Лучаканское	-	-	-	+	-	-	-
Дюкенское	-	-	-	+	-	-	-
Среднекуонапское	-	-	+	+	-	-	-
Ары-Мастахское	-	-	-	+	+	+	+
Старореченское	-	-	-	+	-	-	-
Орто-Ыаргинское	-	-	-	-	+	-	-
Эбеляхское	-	-	+	+	+	-	-
Томгорское	+?	+	+	+	-	-	-
Харамайское	-	-	-	-	+	-	-

*U-Pb метод.* Минералами-геохронометрами для этого метода являются циркон и перовскит. Циркон в кимберлитах имеет разнообразный генезис, и использование его для датирования кимберлитов основано на предпосылке о полной потере древнего радиогенного свинца минералом при попадании его в высокотемпературный кимберлитовый расплав и повторном запуске U-Pb часов при формировании кимберлитовых тел. Достоверность малочисленных U-Pb цирконовых дат различна: от практически идеального соответствия геологическим данным до явного конфликта с ними. Поэтому в целом U-Pb даты по цирконам использовались нами в качестве контрольных для проверки эпох, а не как оценка возраста формирования конкретных тел. Исключением являются карбонатитовые и щелочно-пикритовые трубки Орто-Ыаргинского поля, для которых другие методы определения возраста оказались неприменимы.

В отличие от циркона перовскит, как и микролитовый флогопит, является позднемагматическим минералом и практически постоянно присутствует в интрузивных и, реже, эксплозивных породах. Применение этого метода к перовскитам из шлифов кимберлитов Якутии (Б.Гриффин, П.Кинни, SHRIMP-II, Университет г. Перт, Австралия) показало его хорошую сходимости с другими методами и возможность датирования тех пород, для которых неприменимы Rb-Sr и K-Ar методы. U-Pb датирование перовскитов для кимберлитов ЯАП является новым направлением изотопно-геохронологических исследований.

*Метод треков.* Для датирования кимберлитов используется также метод, основанный на подсчете треков спонтанного и индуцированного деления урана в цирконах. Нами этот метод не применялся, но некоторые даты приведены для сравнения в тех случаях, где другие геохронологические данные отсутствуют.

Изотопные методы датирования при всех своих достоинствах не всегда дают геологически надежный возраст внедрения кимберлитовых тел. Поэтому мы используем изотопные даты только в комплексе с возрастными геологическими реперами, при главен-

ствующей роли последних. Базовыми методами массового датирования магматитов ЯАП являются Rb-Sr метод по ОСМ кимберлитов и U-Pb метод по перовскитам. В отличие от геологических маркеров изотопные даты отражают время кристаллизации и трансформации минералов-геохронометров. Они могут соответствовать геологическим данным или быть в какой-то мере древней, либо, реже, моложе, и в этом смысле использование номинальных значений изотопного возраста не всегда корректно. Интерпретацию таких аномальных датировок целесообразно проводить на основе данных о цикличности развития территории ЯАП. Любая палеотектоническая «разрешенная» вспышка кимберлитового магматизма приурочена к региональному воздыманию и, естественно, должна вписываться в перерыв осадконакопления. Нами было введено понятие «палеотектонической ниши», соответствующей этапу длительного или контрастного воздымания больших частей Сибирской платформы и контролирующей начало и конец периода возможной кимберлитовой активизации, а также «интервал доверительности изотопных дат», каждый из которых охватывает один цикл осадконакопления, характеризует только одну эпоху магматизма и является более широким, чем палеотектоническая ниша [1].

В фанерозойской истории региона имеются 10 таких палеотектонических ниш, но для кимберлитового магматизма ЯАП реально можно оценить только семь: O<sub>3</sub> (440—450 млн. лет); S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub> (410—395 млн. лет); D<sub>3</sub>C<sub>1</sub> (370—320 млн. лет); T<sub>2-3</sub> (240—215 млн. лет); J<sub>3</sub> (160—145 млн. лет); граница раннего и позднего мела (105—95 млн. лет) и палеоген (60—50 млн. лет). Кимберлиты вендской, раннеордовикской и неогеновой эпох на территории ЯАП пока не обнаружены. Однако находки минералов-спутников алмазов в базальных горизонтах кембрия на севере Сибирской платформы являются предпосылкой выявления более ранних кимберлитов.

В настоящее время наш банк данных содержит около 500 изотопных дат для 260 тел кимберлитовых и родственных пород, на основании которых показано распределение разновозрастных тел в кимберлитовых полях ЯАП (табл. 1) и приведены некоторые примеры реальных датировок (табл. 2). Как видно из табл. 1, в ЯАП кроме известных широко проявленных кимберлитов D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>, T<sub>2-3</sub> и J<sub>3</sub> эпох значительно распространены кимберлиты «новой» силурийско-раннедевонской эпохи, тела которой зафиксированы в 8 из 25 полей провинции. Большинство кимберлитовых полей являются полихронными, что характерно и для отдельных кимберлитовых тел (см. табл. 2). Например, Rb-Sr датировки кимберлитов тр. Таежная, Аксар-С, Малокуонапская свидетельствуют, что отдельные части единой кимберлитовой конструкции (в данном случае, трубки) могут быть сформированы в различные эпохи кимберлитового магматизма и различаться по возрасту на 60—70 млн. лет. В некоторых трубках отмечены автолиты и отдельные блоки пород более древнего возраста, чем основной объем кимберлитов. Ниже более подробно рассмотрены несколько наиболее интересных полей ЯАП.

Входящие в *Мало-Ботубинское поле* кимберлитовые тела обнажаются среди отложений илгинской свиты верхнего кембрия и усть-кутского яруса нижнего ордовика; некоторые из них перекрыты мало-мощным чехлом нижнеордовикских осадков. В тр. Мир,

## 2. Примеры различных возрастов кимберлитовых тел из полей ЯАП

Поле	Тело	Метод	Возраст, млн. лет
Мало-Ботуобинское	Мир	Rb/Sr	324
		U/Pb*	361
	Таежная	Rb/Sr	371
		«	432
	Амакинская	«	353
		U/Pb*	449
Накынское Алаkitское	Ботуобинская	Rb/Sr	447
	Айхал	«	367
	Восток	«	358
	Акар-С-I	«	330
	Акар-С-II	«	430
Далдыньское	Удачная-Восточная	«	345
		U/Pb**	367
	Удачная-Западная	K/Ar	350
		U/Pb	353
		«	355
	Дальняя	Rb/Sr	431
	Молодежная	«	375
Верхнемунское Чомурдахское	Новинка	«	425
	Снежинка	«	425
	Чомур	«	354
	Уральская	«	441
Восточно-Укукитское	Елецкая	«	346
	Хайыргастах	«	240
	Ан. 181-II/78	«	407
	Придорожная	«	338
Куойкское	Дьянга	«	240
	Ан. 43/77	«	147
	Монтичеллитовая	U/Pb**	148
	Малокуонапская	Rb/Sr	238
		«	166
Ары-Мастахское	Хардах	«	227
	Арктика-I	U/Pb**	232
	Арктика-II	K/Ar	168
	Полярная	Rb/Sr	151
Орто-Баргинское	Перь	«	98
	Меркурий	U/Pb*	163

\* По циркону. \*\* По перовскиту.

Спутник и Интернациональная обнаружены ксенолиты базальтов аппаинской свиты франского яруса верхнего девона, являющиеся наиболее «молодыми» ксеногенными реперами Мало-Ботуобинского поля [1]. Первые признаки размыва кимберлитовых тел в виде ореолов минералов-спутников и алмазов обнаружены в «подкатских» слоях и в синхронных им базальных отложениях эмяксинской свиты. Все имеющиеся Rb-Sr даты по тр. Мир свидетельствуют о ее формировании в эпоху D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>. Породы тр. Интернациональная, XXIII съезд КПСС, Спутник и Дачная к датированию не пригодны ввиду их глубокого гипергенного преобразования. Как указывалось выше, породы тр. Таежная и Амакинская сформировались в два этапа. Из всего этого следует, что Мало-Ботуобинское поле в основном сформировалось в эпоху D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>, но фрагментарно на этой территории кимберлитовый магматизм проявлял также в S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub> и, возможно, O<sub>3</sub> эпохи.

Накынское поле представлено в настоящее время только двумя трубками, прорывающими карбонатные породы олдондинской свиты раннего ордовика и перекрытыми раннеюрскими осадками мощностью до 80 м. Rb-Sr возраст кимберлитов трубки Ботуобинская — 447 млн. лет, что позволяет относить время формирования поля к позднеордовикской эпохе и не противоречит геологическим данным. На настоящий момент это наиболее древние кимберлиты ЯАП.

Алаkitское поле. Кимберлитовые тела в пределах района прорывают отложения ордовика, и частично — нижнего силура (ландоверийский ярус). Ряд трубок полностью (Восток, Победа, Заря, Подтрап-

повая и др.), а некоторые частично (Сытыканская, Молодость, Лира и др.) перекрыты отложениями среднего-верхнего карбона, перми и силлами нижнетриасовых базитов/Тр. Комсомольская рассечена наклонным телом пермо-триасовых долеритов. Ксенолиты осадочных пород некоторых трубок содержат органические остатки, наиболее «молодыми» из них являются среднедевонские кораллы из трубки Айхал, в тр. Юбилейная обнаружены споро-пыльцевые остатки позднедевонского времени. Первые признаки размыва кимберлитовых тел поля зафиксированы коллектором минералов-спутников алмаза в основании осадков C<sub>2-3</sub>.

Имеющиеся радиологические Rb-Sr даты, подтвержденные для некоторых тел U-Pb датировками по перовскиту, свидетельствуют, что из 20 продатированных тел 17 относятся к эпохе D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> кимберлитового магматизма. Две трубки, Комсомольская и Акар-С-II, однозначно относятся к более древней эпохе формирования; их Rb-Sr даты 409—422 и 416—430 млн. лет соответственно. С учетом некоторого возможного задревнения изотопных дат ее можно считать силурийско-раннедевонской.

Для тр. Дружба получены противоречивые данные: по Rb-Sr методу возраст трубки составляет 431 млн. лет, по U-Pb по перовскиту — 358 млн. лет. Не подвергая сомнению ни один из результатов, нужно сказать, что они получены для кимберлитовых пород разных частей трубки, которая может оказаться полихронной. Во всяком случае, можно считать, что в тр. Дружба есть более древние, чем позднедевонские, фрагменты кимберлитовых пород. Более древние даты были получены методом треков для тр. Светлая и Коллективная, соответственно 440 и 460 млн. лет. Все вместе взятое позволяет относить Алаkitское кимберлитовое поле к полихронным.

Трубки Далдыньского поля расположены среди отложений моркокинской (верхний кембрий) и олдондинской (нижний ордовик) свит и перекрыты различными четвертичными образованиями. В брекчиях тр. Мастахская, Зарница, Молодежная, Удачная и Сибирская различными исследователями обнаружены ксенолиты осадочных пород с остатками фауны силура и девона, наиболее молодыми из которых являются брахиоподы живетского и франского ярусов.

В нашем распоряжении имеются радиологические датировки, полученные различными методами (Rb-Sr преобладает) по 13 кимберлитовым телам поля, которые свидетельствуют, что тр. Аэросъемочная, Загадочная, Летняя, Мастахская, Полярная, Удач-

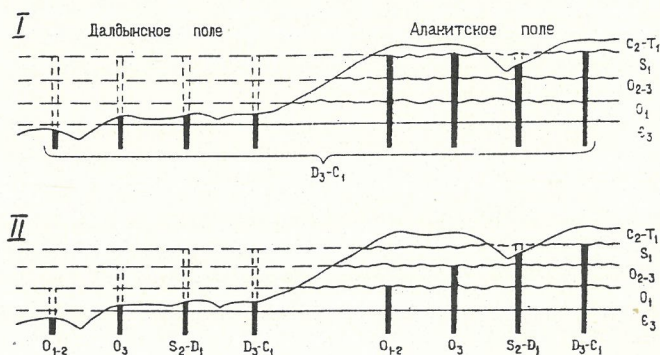


Рис. 2 Общепринятая (I) и ожидаемая (II) геохронологические ситуации в Далдыно-Алаkitском районе



ная-Западная, Удачная-Восточная и жила Полуночная сформировались в эпоху  $D_3-C_1$ . По тр. Геофизическая и Дальняя есть две группы дат, позволяющие относить отдельные части этих тел к двум эпохам. Таким образом, поля Далдыно-Алакитского района относятся к полихронным, в которых присутствуют тела как  $D_3-C_1$ , так и  $S_2-D_1$  эпох. Общая черта этих полей — интенсивное проявление базитового магматизма пермо-триасового возраста. Тепловое воздействие базитов на образовавшиеся ранее кимберлитовые тела привело к значительной потере последними радиогенного аргона и сильному омоложению К-Аг дат по шести кимберлитовым телам района. В Алакитском поле молодые К-Аг даты зафиксированы в тр. Комсомольская (163—192 млн. лет), Радиоволновая (242—272 млн. лет), Сувенир (170 млн. лет), а в Далдынском — Иреляхская (266 млн. лет), Аэросъемочная (250 млн. лет) и Якутская (235 млн. лет). Несоответствие этих цифр геологическим данным и изотопным датам других методов позволяет предполагать возможность омоложения К-Аг возраста и других тел Далдыно-Алакитского района и не рекомендовать применять этот метод в Алакитском и Далдынском полях, хотя на некоторых кимберлитовых телах и отсутствует влияние базитов.

Обнаружение в промышленных районах кимберлитового магматизма более древних (силурийских и ордовикских) кимберлитовых тел позволяет по-новому взглянуть на прогноз алмазности казалось бы уже хорошо изученных территорий (рис. 2). Если считать, что в Далдынском и Алакитском полях присутствуют лишь тела возраста  $D_3-C_1$  (см. рис. 2, I), то резерв неоткрытых кимберлитовых тел на площади полей и прилегающих к ним территориях практически исчерпан. Если же принять во внимание (см. рис. 2, II), что более древние кимберлитовые тела могут быть перекрыты отложениями  $S_1$  и  $O_{2-3}$ , то территории поиска неизвестных кимберлитовых тел (и полей) значительно расширяются. А учитывая, что более древние кимберлитовые тела могут быть и более алмазными, чем позднедевонские, может быть изменен в корне и прогноз коренной алмазности территории.

Объем статьи не позволяет рассмотреть все поля Якутской алмазной провинции, поэтому ограничимся некоторыми фрагментами, знание которых играет роль в проблеме прогноза алмазности. В составе среднеоленинской группы полей наиболее интересным является Чомурдахское поле, кимберлиты которого локализованы в породах среднего и верхнего кембрия. Датированные ксенолиты в них представлены разнообразными диабазами протерозойского облика и девонскими интрузивными базитами габброидного облика [1]. Наблюдается перекрытие тр. Аэрогеологическая (Огонер-Юряхское поле) фаунистически охарактеризованными отложениями нижней юры. Радиологические датировки, полученные для девяти кимберлитовых тел Чомурдахского поля, показывают, что шесть из них имеют возраст  $D_3-C_1$  (тр. Чомур, Светлая, Дружба, Перевальная II и III, дайка Горняцкая); тр. Снежинка является более древней (412 и 423 млн. лет) и, очевидно, относится к эпохе  $S_2-D_1$ , а еще более древние даты (около 440 млн. лет), полученные для дайки Сопка и автолита из тр. Уральская, позволяют

считать, что здесь могло иметь место и позднеордовикское кимберлитовое образование.

Примечательно, что на материале *Куойского поля* впервые изотопными методами было зафиксировано явление полихронности кимберлитовых полей. Здесь Rb-Sr методом доказано существование тел позднедевонской-раннекарбонной эпохи (тр. Придорожная, Мальвина, Операторская, Белка), а для автолитовых кимберлитовых брекчий тр. Дьянга получены Rb-Sr даты (249, 240, 234 млн. лет), соответствующие нижнему геологическому рубежу средне-позднетриасовой эпохи. Следует подчеркнуть, что тр. Дьянга, обладающая повышенной алмазностью, является в пределах Куойского поля первым кимберлитовым телом средне-позднетриасового возраста. Большинство тел Куойского поля по результатам Rb-Sr датирования относятся к позднеюрской эпохе (тр. Обнаженная, дайки Мгришница, Эселях 2, Снежная, 30/77; штоки 43/77, 36/77 и др.) Уран-свинцовые даты по перовскитам свидетельствуют о позднеюрском возрасте даек Великан II и Монтичеллитовая. Таким образом, Куойское поле является полихронным, где кимберлитовые тела формировались по крайней мере в три эпохи. К-Аг методом зафиксированы и более древние даты, но они требуют проверки.

*Ары-Мастахское поле* — пример сосуществования разнофазальных тел четырех эпох кимберлитового магматизма. Кимберлитовые тела прорывают здесь породы хапчанской серии архея, билляхской свиты позднего протерозоя, старореченской свиты венда и перекрыты только четвертичными отложениями.

По данным Rb-Sr метода, здесь преобладают тела средне-позднетриасовой эпохи (штоки Небайбыт I и III —  $223 \pm 10$  млн. лет; Арктика I — 216—220 млн. лет; тр. Хардах — 214 млн. лет; Мачала III и V — 203—223 млн. лет). Для тр. Полярная II и полихронного штока Арктика II получены Rb-Sr даты 151 и 168 млн. лет соответственно, что фиксирует позднеюрскую эпоху. Даты для тр. Полярная I (109 млн. лет); второй части штока Арктика II (93 млн. лет); тр. Пермь ( $104 \pm 7$  млн. лет) фиксируют меловую эпоху. Наиболее молодые Rb-Sr данные (52—55 млн. лет) палеогенового возраста получены для альнеитов штоков Бета II (An. 186/63), Баргадымалах-Южный I и автолитовых кимберлитовых брекчий тр. Баргадымалах-Южный II. Все эти даты проверены неоднократно, заверены геологическими данными и сомнений не вызывают.

Эти же четыре эпохи магматизма фиксируются по Rb-Sr датам и трекам деления U в цирконе из слюдистых пикритов и альнеитов Бирингиндинского поля.

В *Эбеляхском поле* по данным Rb-Sr метода, кимберлитовые и родственные породы формируются в три эпохи:  $D_3-C_1$  (альнеит An. 21/74, 63/74 — 349—341 млн. лет),  $T_{2-3}$  (кимберлит An. 98A/73) и  $J_3$  (тр. Гренада —  $158 \pm 16$  млн. лет). На правом берегу р. Анабара в валунах реликтовых турнейских кварцевых конгломератов в средне-верхнекарбонных и пермских отложениях встречены алмазы и их минералы-спутники, что свидетельствует о палеозойском возрасте их источников и заставляет полагать, что последние на данной территории еще не открыты.

Исследования возраста кимберлитовых и родственных пород ЯАП установили разномасштабное проявление семи эпох кимберлитового магматизма, а также

полихронность большинства кимберлитовых полей региона и некоторых сложных кимберлитовых тел. Обнаружение в ЯАП нового продуктивного кимберлитового поля ордовикского возраста расширяет границы провинции и повышает перспективы алмазоносности площадей возможного проявления ордовикского кимберлитобразования. Доказательство полихронности промышленных кимберлитовых полей ЯАП расширяет перспективность их территорий на нахождение новых алмазоносных тел и, возможно, полей более древнего возраста. Присутствие на территории Эбеляхского поля алмазоносных турнейских кварцевых конгломератов и мезозойских тел кимберлитовой формации свидетельствует о недоразведанности данной площади, когда источники алмазов и их спутников кимберлитовой или другой потенциально алмазоносной формации еще не открыты.

Метод геохронологического прогнозирования, ос-

нованный на результатах изотопного датирования и палеогеологического анализа, позволяет решать прогностические задачи регионального и локального масштаба для выделения областей возможного присутствия кимберлитовых тел заданного возраста.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Брахфогель Ф.Ф.* Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. — Якутск, 1984.
2. *Брахфогель Ф.Ф., Ковальский В.В.* О возрасте кимберлитовых тел Сибирской платформы // Сов. геол. 1978. № 4. С. 133—139.
3. *Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И.* и др. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1994.
4. *Allsopp H.L., Bristow J.W., Smith C.B.* et al. A summary of radiometric dating methods applicable to kimberlites and related rocks // Kimberlites and related rocks. Vol.1. Their composition, occurrence, origin and emplacement. 1986. P. 343—357.

УДК 553.411.078.2

© В.А.Амузинский, Г.С.Иванов, 1997

## Металлогения золота Верхояно-Черской провинции

В.А.АМУЗИНСКИЙ, Г.С.ИВАНОВ

Верхояно-Черская металлогеническая провинция (ВЧМП) является крупнейшей на Северо-Востоке Азии. Многочисленные коренные и россыпные месторождения золота на ее площади локализованы в структурах одноименного орогенного пояса, в строении которого выделяют внешнюю и внутреннюю зоны [5, 6]. *Внешняя* зона включает Проверхойнский краевой прогиб, Верхоянский складчато-надвиговой и Куларо-Нерский складчатый пояса. *Внутренняя* зона представлена Полоусненским и Иньяли-Дебинским складчато-надвиговыми поясами, Уяндино-Ясачнинской вулканической дугой и двумя прогибами — Илин-Тасским и Зырянским. Швом между зонами является Яно-Индибирский разлом (рис. 1).

Названные выше структуры и их отдельные более мелкие элементы различаются уровнем и масштабом золотоносности. Главные площади добычи россыпного золота — Верхне-Индибирский, Аллах-Юньский и Куларский районы, в пределах которых сосредоточены основные разведанные запасы в коренных месторождениях. С другой стороны, пока не известны какие-либо проявления золота в осадочных комплексах Приверхойнского краевого и Зырянского тылового прогибов. Западной границей ВЧМП являются фронтальные надвиги Верхоянского складчато-надвигового пояса; восточная граница прослеживается вдоль юго-западного крыла Зырянского прогиба и внутренней части Колымского супертеррейна. На севере континента структуры ВЧМП перекрыты кайнозойскими отложениями и водами Северного Ледовитого океана, а в юго-восточной части ВЧМП разделяется Охотским террейном на две ветви: Южно-Верхоянскую и Колымскую.

По достоверным литературным источникам, история изучения золотоносности ВЧМП началась с 1774 г., когда в Южном Верхоянье А.Метневым было обнаружено золото в кварцевых высыпках по

правому борту р. Тыра [2]. Но основные сведения о закономерностях размещения и условиях образования монометалльных и комплексных золотых руд приведены Ю.А.Билибиным, С.С.Смирновым, Е.С.Бобиним, Е.Т.Шаталовым, В.Т.Матвиенко, Ю.П.Ивенсеном, И.С.Рожковым В.В.Еловских и многими другими геологами, в работах которых первостепенным является вывод о комплексном характере оруденения. В настоящее время в пределах провинции выявлены различные геолого-генетические (гидротермальные, скарновые, стратиформные и т.д.), геолого-промышленные (нежданинский, ключоский, сарылахский, бадранский и т.д.) и формационные (малосульфидный золото-кварцевый, золото-редкометалльный, золото-сульфидный и т.д.) типы коренных месторождений золота. Золотое оруденение имеет различный возраст и формировалось в разных геодинамических обстановках. Сведения о мезозойской золотоносности в данной статье не рассматриваются.

Мезокайнозойская эпоха образования месторождений золота связана с неоднократным проявлением тектоно-магматических процессов на площади пассивной континентальной окраины Сибирской платформы и краевых структур Колымо-Омолонского супертеррейна и Охотского террейна. В целом, образование мезокайнозойских золотоносных формаций можно отнести к четырем этапам рудогенеза (таблица): поздне триасовому-среднеюрскому, позднеюрскому-раннемеловому, меловому и поздне меловому-палеогеновому. Возрастные границы между главными этапами в разных частях ВЧМП не совпадают; в южных структурах начало и окончание этапов происходили раньше, а в северных позднее. Именно это обстоятельство является самой большой трудностью при создании обобщенной схемы металлогении, которая может быть представлена только в весьма идеализированном виде (рис. 2).

ВЧМП состоит из двух металлогенических поясов — Верхоянского и Черского, в пределах которых выделены семь продольных металлогенических зон. В трансрегиональном плане размещение зон отражает единую симметрично-поперечную зональность относительно Яно-Индигирского разлома.

Самая западная металлогеническая зона Верхоянского пояса — Орулганская, охватывающая сводовую часть и крылья Верхоянского мегантиклинория. Главными дизъюнктивными структурами этой зоны являются фронтальные надвиги с восточным падением и крутопадающие разломы Центрально-Верхоянской системы.

Кулар-Сеттедабанская металлогеническая зона выделена в структурах сводов Куларского поднятия и Сетте-Дабанского горст-антиклинория, западных крыльев Сартангского и Южно-Верхоянского синклино-

риев. Зона пространственно сопряжена с системой надвигов, имеющих крутое вертикальное (Бурхалинская система) и пологое западное падение (эта система развита вдоль западной границы Куларского, Тыкахского, Адычанского поднятий и восточной границы Сетте-Дабанского горст-антиклинория). Таким образом, в разрезе нарушения Орулганской и Кулар-Сеттедабанской зон создают веерообразную структуру, причем в южной части все системы разломов сближены до 30—40 км, а в центральной и северной частях значительно отделены друг от друга (до 250 км). Характерной особенностью глубинного строения рассмотренных металлогенических зон считается обращенный тип рельефа поверхности фундамента, т.е. его верхняя граница погружена наиболее глубоко относительно соседних структур [3].

Адычанская металлогеническая зона западной частью непосредственно примыкает к предыдущей зоне, а восточной ее границей является Яно-Индигирский и Адыча-Тарынский разломы. В плане видно (см. рис. 2), что ширина зоны с севера на юг увеличивается в 2-3 раза, причем в южной части она разделена на две ветви Охотским террейном. Зона охватывает продольный вал поднятий в центральной части Верхоянского складчато-надвигового пояса (с севера на юг): Куларское, Тыкахское, Адычанское и Сунтарское. Поднятиям свойственен необращенный рельеф, т.е. поверхность кристаллического фундамента в их пределах приподнята.

Индигирская металлогеническая зона — самая небольшая по размерам и выражена лишь вдоль юго-восточной части шва. Западной ее границей является Адыча-Тарынский, а восточной — Яно-Индигирский разломы. Зона прослеживается вдоль отрезка Яно-Индигирского разлома, имеющего северо-западное простирание, т.е. в пределах интервала с главенствующей сдвиговой составляющей. В пределах Индигирской зоны распространен комплекс триасовых высокоуглистых глинистых осадочных и вулканогенно-осадочных отложений, развиты конседиментационные вулканы кислого состава.

Иньяли-Дебинская зона относится к Черскому металлогеническому поясу и по характеру эндогенной минерализации является в плане как бы зеркальным отражением Индигирской зоны Верхоянского пояса. Простирание Иьяли-Дебинской зоны северо-западное; ширина ее значительно увеличивается в юго-восточном направлении. В структурном отношении зона соответствует Иньяли-Дебинскому синклинорию. Таким образом, юго-западной границей зоны являются центральная и юго-восточная части Яно-Идигирского разлома, а северо-восточной — палеозой-мезозойские структуры хр. Черского.

К востоку и северу от предыдущей металлогенической зоны выделена наиболее сложная по строению, профилирующему оруденная зона, которая охватывает окраинные структуры Колымского супертеррейна с юго-востока, запада и северо-запада, обрамляя дугооб-

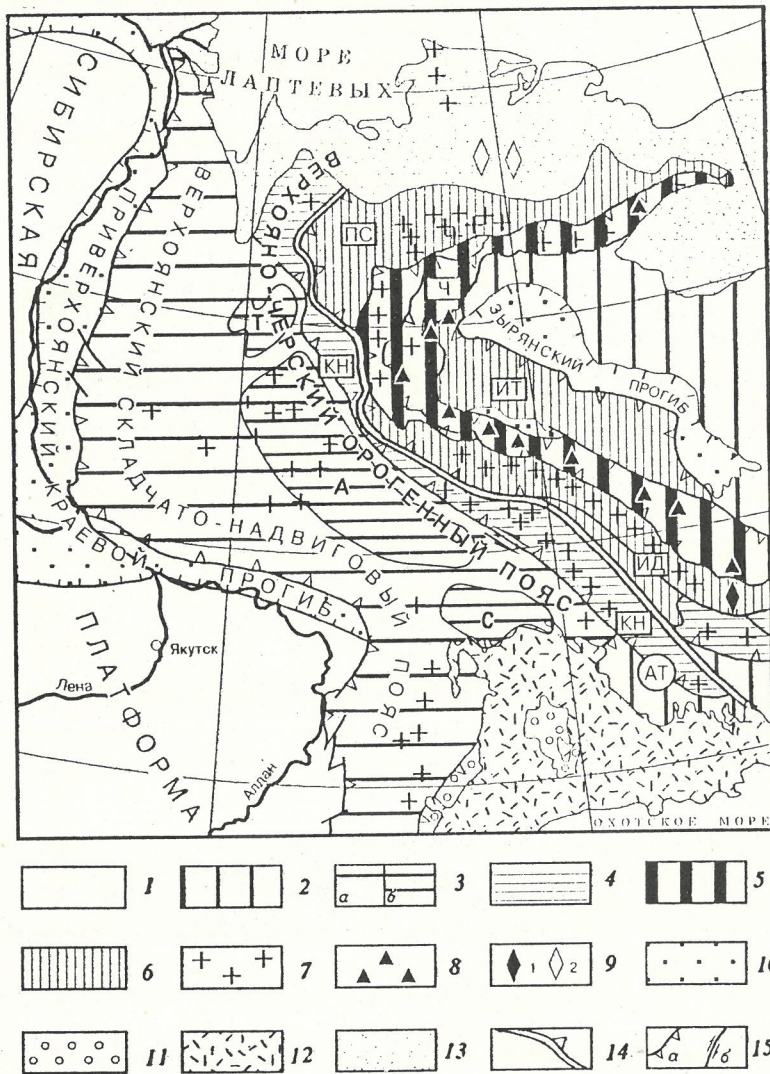


Рис. 1. Тектоническая схема Верхояно-Черского коллизионного орогенного пояса, по А.В.Прокопьеву, 1997; с нашими добавлениями:

1 — Сибирская платформа; 2 — внутренняя часть Колымо-Омолонского супертеррейна; 3 — Верхоянский складчато-надвиговый пояс (а) с крупными внутренними поднятиями (б) (А — Адычанское, С — Сунтарское, Т — Тыкахское); 4 — Кулар-Нерский сланцевый пояс (КН); 5 — амальгамационные образования; 6 — преддуговые (ПС — Полоусненский, ИД — Иньяли-Дебинский) и задуговой (ИТ — Илин-Тасский) прогибы; 7 — пояса коллизионных гранитов; 8 — Уяндинско-Ясачненская вулканическая дуга; 9 — офиолиты (1 — Дебинские, 2 — Хромские, по геофизическим данным); 10 — краевой и тыловой прогибы; 11 — Охотский террейн; 12 — вулканоплутонические образования Удского и Охотско-Чукотского поясов; 13 — кайнозойские отложения; 14 — Яно-Индигирский шов; 15 — надвиги (а), сдвиги (б); АТ — Адыча-Тарынский разлом; Ч — пояс Черского

Этап, эпоха	Геодинамический режим	Вулканоплутонические ассоциации	Ассоциация золоторудных месторождений	Месторождения и проявления
Четвертый, К <sub>2</sub> -Р <sub>3</sub>	Внутриконтинентальный рифтогенез на молодых платформах	Щелочно-базальтоидная, габбро-монцит-сиенитовая, дацитовая	Золото-сурьмяно-ртутистая	Сарылах, Кючюс, Сентачан, Сандучен, Светлый, Холболах, Саханджа, Гал-Хая, Хаптагай-Хая, Тунгусское
Третий, К <sub>1</sub> -К <sub>2</sub>	Позднеколлизионный	Риолитовая лейкогранитная, диорит-риолитовая, гранит-лейкогранитная Андезитриолитовая	Золото-редкометалльно-порфировая Золото-серебро-порфировая	Якутский, Тобычан, Купольное, Буркандя, Хатыс Проявления Илин-Тасской зоны
Второй, J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>	Раннеколлизионный	Гранодиорит-гранитная, диорит-гранодиорит-гранитная	Золото-редкометалльная Золото-скарновая	Нежданинское, Кэннэ, Задержное, Солур, Элигер, Альфа, Бадран, Хангалас Агылки, Джеганья, Дуга, Кандидатское, Арбатское
Первый, T <sub>3</sub> -J <sub>2</sub>	Пассивная континентальная окраина. Рассеянный рифтогенез	Диоритовая Андезитобазальтовая Оливин-базальтовая толеитовая Плагиириолитовая	Малосульфидная золото-кварцевая Убогосульфидная золото-кварцевая Кремнистые колчеданная и полиметаллическая Вторичных кварцитов	Юр, Булар, Талалах, Жланое, Мастах Охоносой, Ньолон, Бараи Нарын, Евгения, Чистый Послушный

разной полосой центральную часть супертеррейна. Такая позиция определяет разнородное строение металлогенической зоны. На юге это узкая линейная, протяженная в северо-западном направлении полоса, охватывающая палеозой-мезозойские комплексы хр. Черского. К северо-западу ширина зоны увеличивается в 2—3 раза; ориентировка ее изменяется на субмеридиональную, а еще далее — на северо-восточную. К тому же, в северной части типовое оруденение Момо-Полоусненской зоны распространено как в структурах палеозой-мезозойских комплексов Полоусненского хребта, так и в преддуговых отложениях Полоусненского прогиба.

Существование Илин-Тасской металлогенической зоны весьма проблематично, поскольку сведения о золотоносности структур одноименного прогиба весьма ограничены.

Золотоносность металлогенических зон ВЧМП является следствием разнородных эндогенных и предшествующих им экзогенных процессов. Закономерности образования и условия размещения месторождений золота разных формационных типов определяются характером эволюции мезокайнозойских тектоно-магматических процессов. Первый, поздне триасовый-среднеюрский этап связан (рис. 3, А) с самыми ранними тектоническими процессами, которые наиболее полно проявились вдоль Адыча-Тарьинского разлома вулканитами кислого состава плагиириолитовой формации окраинных морей и сопровождающимися их туффидами и вулканогенно-осадочными породами. К золоторудным проявлениям этого возраста отнесены вторичные кварциты в риолитах, а также кремнистые, колчеданные и полиметаллические вкрапленные и вкрапленно-прожилковые стратиформные залежи [4]. Обширные ореолы распространения этого типа минера-

лизации пока не имеют практического значения из-за невысокого уровня золотоносности изученных проявлений.

Одновременно в западной части провинции в начале эпохи отмечается проявление основного магма-

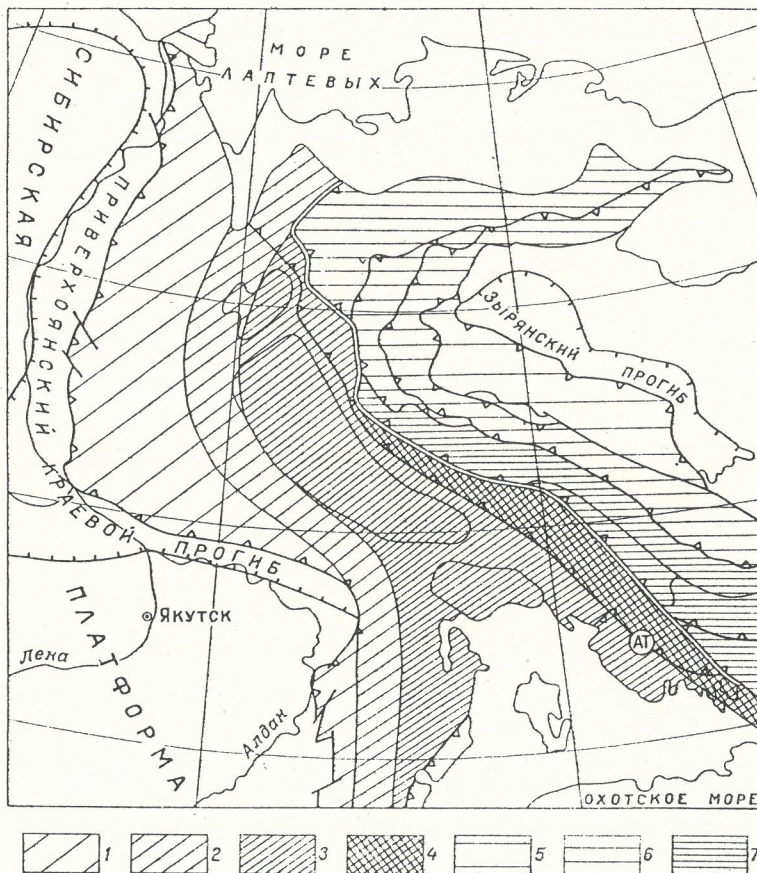


Рис. 2. Схема районирования ВЧМП:

металлогенические зоны: Верхоянского пояса: 1 — Орулганская, 2 — Кулар-Сеттедабанская, 3 — Адычанская, 4 — Индигирская; Черского пояса: 5 — Илья-Тасская, 6 — Момо-Полоусненская, 7 — Иньяли-Дебинская

тизма. Магматические тела представлены обширными полями силлов и даек оливин-базальтовой толеитовой формации [3]. Связанная с ними золотая минерализация имеет главным образом минералогический интерес; она представлена многочисленными секущими и седловидными слабозолотоносными жилами и минерализованными зонами дробления убогосульфидной золотокварцевой формации, а также небольшими жильными дифференциатами, являющимися продуктами внутрикамерной кристаллизации долеритов.

Позднетриасовые магматические и гидротермальные образования в пределах Верхоянской пассивной континентальной окраины, по-видимому, являются следствием процессов рассеянного рифтогенеза на востоке Северо-Азиатского кратона. Следует отметить, что установлена значительная эволюция минерального состава руд, залегающих в разных комплексах осадочных отложений [1].

Во вторую стадию первого этапа формируются магматические образования диоритового состава. Это единичные дайки диоритовых порфиритов, их свиты и многочисленные малые интрузии. Развита она наиболее интенсивно в пределах Кулар-Сеттедабанской, Адычанской, Индигирской и Иньяли-

Дебинской металлогенических зон. Одновременно с комплексом малых интрузий диоритов на территории Кулар-Сеттедабанской зоны возникали мелкие штоки и одиночные дайки андезитобазальтовой формации [3].

Завершился первый этап обширным и интенсивным гидротермальным процессом, в результате которого образовались месторождения малосульфидной золото-кварцевой формации. Поля их распространения в значительной мере унаследованы от образований убогосульфидной формации, но имеются и некоторые значительные отличия. Так, например, наблюдается региональная полоса распространения слабо золотоносных проявлений в структурах Кулар-Сеттедабанской металлогенической зоны, которые прослеживаются вдоль протяженных, пологопадающих к западу разрывных нарушений, выявленных по восточной границе Сетте-Дабанского горст-антиклинория, далее к северу вдоль западных границ Адычанского и Тыкахского поднятий и, наконец, в западной части Куларского поднятия. Интересно, что отмечаемые в пределах полосы виргации имеют северо-восточную ориентировку.

Во второй, позднеюрский-раннемеловой этап широко проявилась складчатость и развились самые

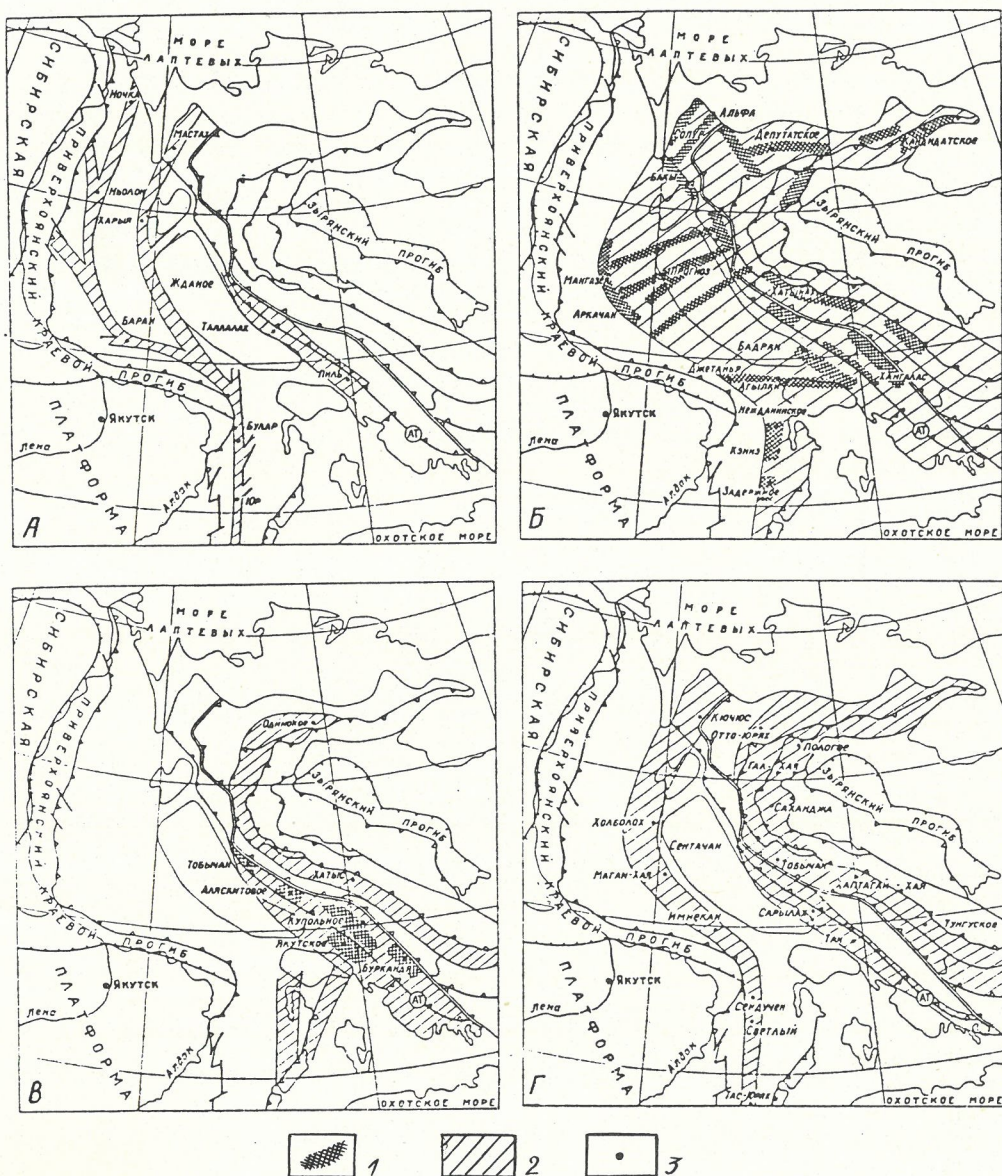


Рис. 3. Схема золотоносности Верхоянско-Черской металлогенической провинции в позднетриасовый-среднеюрский (А), позднеюрский-раннемеловой (Б), меловой (В) и позднемеловой-палеогеновый (Г) этапы:

1 — золотоносные зоны; 2 — поля и узлы; 3 — наиболее типичные месторождения и проявления

интенсивные продукты магматизма и рудообразования, причем профилирующий характер имеют плутонические диорит-гранодиорит-гранитная и гранодиорит-гранитная ассоциации, а также золото-редкометалльные (жилные, прожилково-вкрапленные и скарновые) месторождения. В этот этап возникло большинство массивов Главного и Северного (Полоусненского) поясов, центральной части Южно-Верхоянского синклинория и поперечных рядов Сунтарского, Адычанского, Тыкахского и Куларского поднятий. С магматическими образованиями парагенетически связаны не только золотые, но и большинство оловянных, серебряных, свинцово-цинковых, вольфрамовых и других месторождений.

В целом, золоторудные образования локализованы в контурах Кулар-Сеттедабанской, Адычанской, Индигирской, Иньяли-Дебинской и Мома-Полоусненской металлогенических зон. Причем многие проявления второго этапа распространены вдоль поперечных рудно-магматических рядов (Терехтахского, Дербек-Нельгесинского и др.). С этим этапом связано образование Неждановского месторождения, которое мы относим к золото-редкометалльной формации.

Третий, меловой постколлизийный этап завершил формирование складчато-орогенной области (см. рис. 3, В). В это время в целом снизились масштабы и активность магматического процесса, а ведущую роль приобрели субвулканические и вулканические магматические ассоциации (риолитовая, лейкогранитная, диорит-риолитовая, гранит-лейкогранитная и другие формации). Значительно сократились площади проявления золотого оруденения, которое относится преимущественно к порфирировым типам (Au-Mo, Au-Ag, Au-Te, Au-Cu и др.). Промышленная значимость месторождений золота данного этапа оценена недостаточно. Нет сомнений, что среди них будут выявлены весьма крупные объекты.

Четвертый, позднемеловой-раннепалеогеновый этап по геодинамическому режиму соответствует континентальному рифтогенезу в пределах молодых платформ. Этап характеризуется интенсивностью и масштабностью гидротермальной деятельности. Достаточно широко развиты здесь и магматические образования: малые интрузии и дайки щелочно-базальтоидной и габбро-монцит-сиенитовой ассоциаций.

Золоторудные месторождения этого этапа относятся к золото-сурьмяно-ртутному ряду рудных формаций (Au-Sb-Hg, Au-Sb, Au-Hg) и парагенетически связаны с незолотоносными (или слабозолотоносными) месторождениями сурьмы и ртути. Большинство месторождений распространено на площадях Кулар-Сеттедабанской, Индигирской, Иньяли-Дебинской и Мома-Полоусненской металлогенических

зон и в основном сосредоточено в пределах двух мел-палеогеновых областей (см. рис. 3, Г). Минеральные типы месторождений золота в их пределах изменяются под влиянием литологических свойств вмещающих толщ на процесс преобразования геохимических параметров рудоносных растворов. Так, например, в пределах Кулар-Сеттедабанской металлогенической зоны по мере перехода с севера на юг из терригенного в карбонатный комплексы, исчезают арсенопирит и антимонит, но появляются энаргит, люцит и аурипигмент. Отмечаются эти явления и в локальном масштабе.

Оруденение данного типа имеет большое практическое значение и обладает значительным потенциалом. Достаточно назвать в связи с этим золото-сурьмяное Сарылахское, золото-мышьяковое Кючосское и золотое Тас-Юряхское месторождения.

В заключение отметим: 1) разнообразие геодинамических условий формирования золоторудных месторождений ВЧМП; 2) зональность поперечного типа в размещении разнообразных по минеральному и формационному составу месторождений относительно Яно-Индигирского разлома. Оруденение на территории окраины Сибирского континента отнесено к Верхоянскому металлогеническому поясу, в пределах которого выделены Орулганская, Кулар-Сеттедабанская, Адычанская и Индигирская металлогенические зоны. Месторождения, расположенные восточнее, включены в Иньяли-Дебинскую, Мома-Полоусненскую и Илин-Тасскую зоны Черского металлогенического пояса, охватывающего краевые тектонические структуры Колымо-Омлонского супертеррейна; 3) тектоническую неоднородность эволюции металлогенических зон и поясов; 4) значительный потенциал ВЧМП для открытия крупнообъемных месторождений золота с вкрапленно-прожилковыми и порфирировыми типами оруденения.

*Благодарим А.С.Борисенко за полезные советы при обсуждении материалов, а также А.И.Зайцева, Ф.Ф.Третьякова, Л.М.Парфенова и А.В.Проконьева за ознакомление со статьей и критические замечания.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амузинский В.А. Малосульфидная золото-кварцевая формация Верхоянского мегасинклинория // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М., 1975. С. 121—153.
2. Данилевский В.В. Русское золото. — М., 1959.
3. Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. — Новосибирск: Наука, 1975.
4. Недосекин Ю.Д., Амузинский В.А., Хабибулина Т.С. Магматизм Сарылахского рудного узла. — Якутск, 1959.
5. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 6. С. 32—43.
6. Проконьев А.В. Верхояно-Черский коллизийный орогенный пояс // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 15. № 3.

## Россыпная платиноносность Ленской провинции

А.В.ОКРУТИН

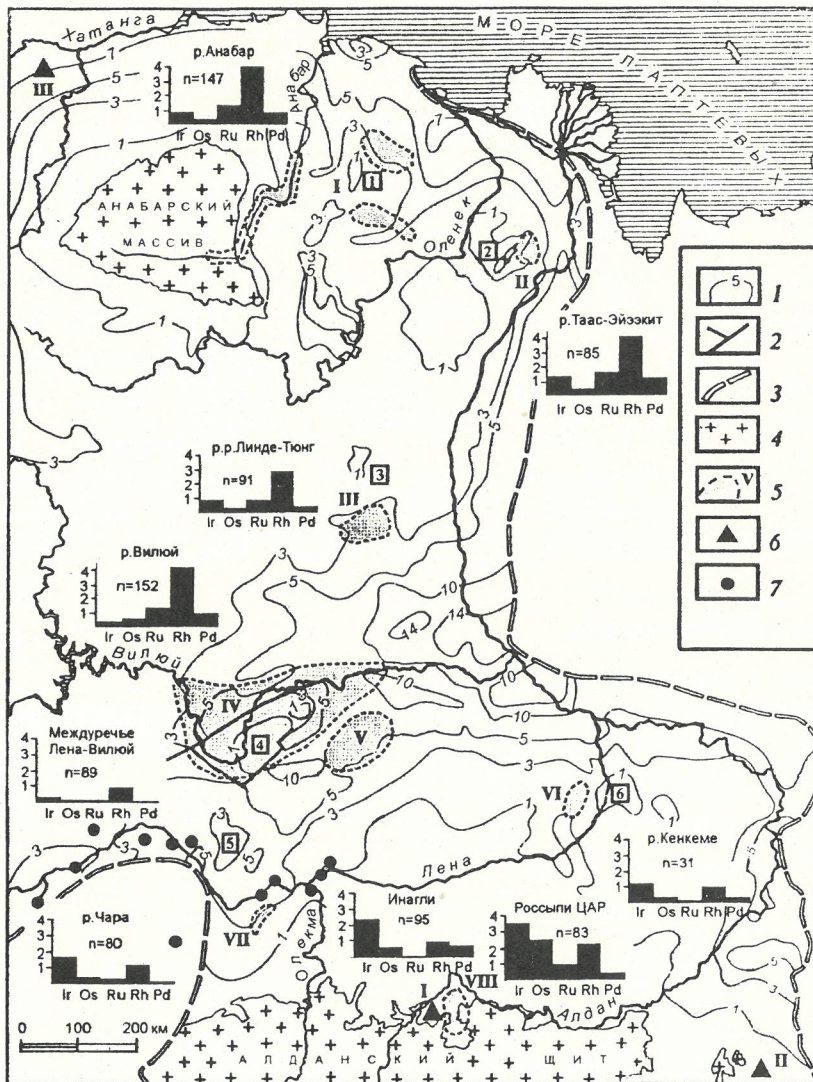
На Сибирской платформе широко развиты россыпи с различными минералого-геохимическими характеристиками платиновых металлов. Среди них особо выделяются россыпепроявления с уникальной родисто-платиновой ассоциацией, которые охватывают огромные территории Вилюйской синеклизы, Анабарской антеклизы и Оленекского поднятия. По типоморфным особенностям минералов платиновых металлов (МПМ) и геологическому положению данные проявления существенно отличаются от россыпей Алданского щита и севера Сибирской платформы.

Сведения о находке платины в золотоносных рос-

сыпях р.Вилюй известны с 1908 г. На основании первых анализов валового состава сырой платины еще Н.К.Высоцкий [1] отмечал высокое содержание в ней родия. Позднее подобные россыпепроявления были установлены в Анабаро-Оленекском междуречье, в бассейне р.Таас-Эйээкит (Сололийский выступ) и в верховьях рек Линде и Тюнг [3, 5, 6]. Минералы платиновых металлов в данных россыпях представлены в основном высокородистой железистой платиной в ассоциации с небольшим количеством рутенидосмина. По этим особенностям платиноносные россыпепроявления востока Сибирской платформы не имеют аналогов среди платиноносных россыпей [2], что позволило нам выделить их в самостоятельный родисто-платиновый (вилюйский) тип [3]. Это обосновано не только специфическими особенностями химизма и парагенезиса минералов, но и их повторяемостью на различных пространственно разобщенных участках, которые можно выделить как Вилюйский, Анабаро-Оленекский, Сололийский, Линде-Тюнгский, Лено-Вилюйский, Кенкеминский, Чарский и Среднеленский районы россыпной платиноносности (рисунок).

Характерная особенность данных россыпей — большие площади их распространения (от сотен до нескольких тысяч квадратных километров), не имеющие видимой связи с материнскими породами. Минералы платиновых металлов в них представлены мелкими (менее 0,5 мм) хорошо окатанными пластинчатыми зернами, которые формируют в основном косовые залежи. Платина постоянно ассоциирует с золотом, составляя обычно 1—5 % от всей массы ценного металла, редко до 30—40 %. Количество МПМ изменяется от единичных знаков до 100 мг/м<sup>3</sup>, иногда до 300 мг/м<sup>3</sup> и более. На всей огромной территории не установлено присутствие неокатанных индивидов платины субрудного облика, что указывало бы на наличие близповерхностных коренных платиноносных пород.

Основная масса МПМ (95—99 %) сложена Fe-Pt твердыми растворами с гранцентрированной неупорядоченной решеткой, т.е., согласно классификации платиновых минералов, они соответствуют железистой платине. Типоморфный признак железистой платины востока Сибирской платформы — высокая концентрация в ней родия, среднее содержание которого в разных россыпях варьирует от 2 до 4 %. В железистой платине с повышением содержания Rh фиксируется увеличение концентрации Ru. В отдельных зернах количество примеси Rh по



Схематическая карта распространения платиноносных россыпей на востоке Сибирской платформы:

1 — изогипсы поверхности фундамента [4]; 2 — разломы в фундаменте; 3 — краевой шов платформы; 4 — выходы фундамента; 5 — районы развития россыпепроявлений (I — Анабаро-Оленекский, II — Сололийский, III — реки Линде — Тюнг, IV — Вилюйский, V — Лено-Вилюйский, VI — Кенкеминский, VII — Чарский, VIII — Центральноалданский); 6 — россыпи, связанные с массивами Инагли (I), Кондер (II), Гулинский (III); 7 — места находок знаков содержания МПМ в Среднеленском районе; цифры в квадратах — поднятия фундамента: 1 — Билиро-Уджинское, 2 — Сололийское, 3 — Мунское, 4 — Сунтарское, 5 — Джеуктинское, 6 — Якутское; на гистограммах — средние содержания примесей в железо-платиновых сплавах

## Химический состав разновидностей платиновых минералов, %

Минералы	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Cu	Сумма
<i>Вилуйский район</i>										
Железистая платина	80,35	4,39	0,04	0,09	3,24	0,26	9,28	0,36	1,04	99,05
Родиферроплатина	70,47	0,18	0,49	1,55	12,08	0,78	11,77	0,35	0,78	98,45
Pd-железистая платина	69,55	0,06	0,39	0,77	1,44	10,31	14,10	0,30	1,41	98,33
Ферроплатина (PtFe)	72,39	1,94	0,09	0,00	2,54	0,18	12,07	4,50	4,62	98,33
Туламинит (Pt <sub>2</sub> FeCu)	74,52	0,80	0,49	0,00	0,40	0,18	9,58	1,02	11,94	98,93
Самородная платина	85,32	0,29	0,14	0,97	8,74	0,00	4,49	0,23	0,05	100,23
Рутениридосмин	4,40	28,39	28,83	33,08	1,93	0,09	0,48	0,10	0,14	97,44
Иридосмин	2,37	34,07	53,58	8,53	0,61	0,00	0,26	0,08	0,10	99,60
Осмирид	2,62	63,25	29,80	2,88	0,70	0,00	0,34	0,11	0,18	99,88
Платрутениридосмин	11,59	34,62	35,84	14,39	0,94	0,00	1,19	0,03	0,11	98,71
Иридий рутений	4,83	41,40	11,13	35,63	2,92	0,00	0,26	0,03	0,06	96,26
<i>Анабаро-Оленекское междуречье</i>										
Железистая платина	87,26	1,11	0,15	0,02	1,52	0,15	9,17	0,10	0,85	100,33
Родиферроплатина	74,72	0,37	0,19	1,86	10,96	0,13	10,90	0,19	1,34	100,66
Pd-железистая платина	65,66	0,19	0,10	0,05	0,95	12,82	15,30	0,20	2,52	97,79
Иридий платина	61,86	23,63	2,57	5,38	2,23	0,20	4,39	0,28	0,40	100,94
Самородная платина	88,36	2,08	1,54	0,16	2,01	0,08	5,56	0,09	1,06	100,94
Рутениридосмин	1,89	35,94	39,98	21,89	0,05	0,04	0,26	0,08	0,08	100,21
Иридосмин	0,31	25,64	71,72	2,48	0,06	0,15	0,17	0,05	0,06	100,64
Платосмиридий	10,18	62,52	21,34	3,47	1,10	0,19	0,40	0,10	0,73	100,03
Платрутеносмиридий	8,69	54,32	24,73	9,07	0,92	0,00	0,28	0,06	0,06	98,13
<i>Лено-Вилуйский район</i>										
Железистая платина	88,01	0,00	0,42	0,05	0,35	0,47	10,11	0,67	0,65	100,73
Родиферроплатина	78,29	0,80	0,77	0,96	8,26	0,08	9,50	0,41	0,72	99,79
Самородная платина	99,01	0,21	0,12	0,06	0,66	0,13	0,10	0,03	0,01	100,33
Хонгшит	74,57	0,03	0,00	0,00	0,39	0,00	0,00	0,03	24,81	99,83
Рутениридосмин	3,22	36,01	38,53	21,88	0,32	0,00	0,08	0,08	0,09	100,21
<i>Россыть р. Чара</i>										
Железистая платина	81,29	3,25	1,13	0,64	3,01	0,01	11,17	0,08	0,38	100,96
Медистая платина	92,19	0,14	0,14	0,00	0,34	0,65	0,70	0,00	4,65	98,81
Самородная платина	94,80	0,17	0,10	0,03	0,51	0,09	3,78	0,02	1,11	100,61
Рутениридосмин	4,06	43,13	29,80	22,49	0,40	0,16	0,30	0,07	0,15	100,56
Иридосмин	0,62	44,13	51,04	4,11	0,00	0,02	0,28	0,01	0,17	100,38
Осмий	0,05	16,12	82,95	0,90	0,01	0,09	0,14	0,00	0,03	100,29
<i>Средленский район</i>										
Железистая платина	89,31	1,98	0,00	0,00	0,94	0,21	7,55	0,03	0,46	100,48
Родиферроплатина	67,08	1,53	2,67	7,35	10,98	0,00	9,31	0,17	0,75	99,84
Медистая платина	87,42	0,20	0,03	0,02	0,28	0,91	2,99	0,00	8,37	100,22
Самородная платина	99,57	0,00	0,53	0,00	0,30	0,15	0,11	0,05	0,00	100,71
Рутениридосмин	0,71	32,32	36,51	27,79	0,60	0,00	0,23	0,07	0,14	98,37
Иридосмин	0,50	39,08	58,06	1,53	0,21	0,00	0,21	0,04	0,04	99,67
Осмиридий	5,40	59,52	31,64	2,40	0,00	0,00	0,22	0,06	0,09	99,33
Платосмиридий	10,70	51,56	27,73	5,96	1,80	0,00	0,44	0,20	0,13	98,52
Платрутеносмиридий	9,54	57,18	17,88	11,70	1,03	0,00	0,75	0,15	0,08	98,31
Платрутениридосмин	7,01	20,12	30,44	38,80	1,82	0,13	0,06	0,00	0,10	98,48



данным микронзондового анализа достигает 17 %, и высокородистые разности (более 10 % Rh) железистой платины выделены нами в виде самостоятельной межвидовой разновидности — родиферроплатины [3]. Доля родиферроплатины в россыпях востока Сибирской платформы 10—30 % общего объема МПМ.

В железистой платине в очень редких случаях отмечаются мельчайшие (1—5 мкм) включения иридоосмина, осмия, иридистого рутения, лаурита и сульфидов Pd, Pt, Cu, Ni, Fe. Платине также свойственно повышенное содержание Pd, которое в высокопалладистых разновидностях иногда достигает до 13 %. Установлены единичные зерна, по составу соответствующие самородной (менее 5 % Fe) и медистой (до 4,6 % Cu) платине, ферроплатине (PtFe) и туламиниту (Pt<sub>2</sub>FeCu), а также сперрилита. Незначительную часть МПМ (менее 5 %) составляют сплавы Ru-Ir-Os состава — рутениридоосмин, реже иридоосмин и платинистый рутениридоосмин. В единичных индивидах рутениридоосмина обнаружены мельчайшие включения железистой платины.

Хотя набор МПМ и их химизм (таблица) в разных районах очень близки, существуют и некоторые различия. Так, в россыпях Анабаро-Оленекского междуречья и Солодийского поднятия в отличие от Вилюйского района появляются зерна платины с повышенным содержанием Ir (до 23,6 %) и кубические твердые растворы Pt-Ru-Os-Ir состава — осмиридий, платосмиридий, платинистый рутеносмиридий.

В россыпепроявлениях Лено-Вилюйского, Кенкеминского и Чарского районов резко снижается среднее содержание Rh (до 1 %) в железистой платине, что обусловлено практическим отсутствием зерен родиферроплатины. Здесь повышается доля Ru-Ir-Os сплавов и сперрилита, появляются такие редкие минералы, как хонгшит (FeCu), палладсеит (Pd<sub>17</sub>Se<sub>15</sub>) и др., что свидетельствует о происхождении МПМ южного обрамления Вилюйской синеклизы из автономных источников, имеющих иную геохимическую специализацию, чем материнские породы россыпей прилегающего Вилюйского района.

По р. Лена на отрезке р. Витим — р. Олекма и ее боковым притокам (Среднеленский район) установлены единичные находки МПМ. Недостаточное число проб не позволяет пока проводить корректный анализ для выявления минералого-геохимического типа россыпепроявлений данного района. Среди МПМ, обнаруженных в аллювии среднего течения р. Лена, выявляются железистая, медистая и самородная платина, рутениридоосмин, иридоосмин, осмиридий, рутеносмиридий и сперрилит. В железистой платине содержание примесей в отдельности редко превышает 2 %.

В отличие от Лено-Вилюйского и Кенкеминского районов в составе МПМ Среднеленского района, а также в россыпях р. Чара значительно повышается доля Ru-Ir-Os сплавов и сперрилита (до 20—25 % массы МПМ), что является особенностью россыпепроявлений, расположенных на южной окраине региона. Отмеченные изменения в минералого-геохимической характеристике россыпей данных районов можно объяснить влиянием платиноносных объектов Алданского щита и Байкало-Патомской складчатой области, где известны россыпи с рутениридоос-

мин-сперрилит-платиновой ассоциацией. Выделение районов с особой ассоциацией МПМ, оконтуривающих с юга Вилюйскую синеклизу, имеет важное значение, поскольку исключает, как предполагалось ранее, возможную связь россыпей бассейна р. Вилюй и Лено-Вилюйского междуречья с коренными источниками Алданского щита или Патомского нагорья.

Россыпепроявления востока Сибирской платформы пространственно локализованы в пределах развития юрских отложений и приурочены к погребенным выступам кристаллического фундамента платформы (см. рисунок). Исключение составляют россыпи р. Большая Куонамка, которые охватывают участки выходов на поверхность архейских пород и рифейских отложений склона Анабарского массива и, по-видимому, формировались при размыве базальных конгломератов рифея. Все это свидетельствует о том, что коренные источники платины залегают в кристаллическом фундаменте, в древних структурах основания платформы. После интенсивного протерозойского этапа денудации кристаллического фундамента в спокойных платформенных условиях в результате неоднократного перемиыва через промежуточные коллекторы происходила миграция мелкой фракции хорошо отсортированного ценного металла, образующего обширные поля россыпепроявлений мелкого золота и платины, оторванных от материнских пород. Хотя содержание платины в этих россыпях не высокое, огромные площади ореолов распространения МПМ указывают на их высокопродуктивные крупные погребенные источники, а принципиальное сходство состава МПМ в различных районах, удаленных друг от друга, свидетельствует об однотипности этих источников.

Таким образом, платиноносные россыпи восточной части Сибирской платформы можно объединить в единую самостоятельную Ленскую платина-россыпную провинцию, характеризующуюся уникальным родисто-платиновым типом россыпей.

Детальные исследования МПМ россыпей позволяют прогнозировать генетические типы их первичных источников. Существенно платиновый состав МПМ россыпей Ленской платиноносной провинции при подчиненном присутствии минералов тугоплавких платиноидов (Os и Ir) указывает на ультрабазит-базитовый состав источников, производных базальтоидной магмы. Обогащенность твердых растворов платины более халькофильными платиноидами (Rh, Ru и Pd), которые в платинометаллических рудах обычно концентрируются в сульфидной форме, позволяет предположить, что коренные руды были практически стерильны по отношению серы. Вероятными источниками россыпной платиноносности платформенного чехла в пределах Ленской провинции могут служить древние расслоенные ультрамафит-мафитовые массивы, которые, как известно, наиболее продуктивны на платиновые металлы. Судя по типоморфным особенностям МПМ, погребенные расслоенные массивы Сибирской платформы уникальны по своей природе и существенно отличаются от всемирно известных аналогов (Бушвельда, Стиллутера или Великой Дайки) петрографическими особенностями и геохимической специализацией.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Высоцкий Н.К.* Платина и районы ее добычи. Обзор месторождений вне Урала. — Л.: Изд-во АН СССР, 1933. Ч. 5.
2. *Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г.* Минералогия платиноидов альпинотипных ультрамафитов // Петрология гипербазитов и базитов. — Новосибирск, 1990. С. 144—167.
3. *Округин А.В., Селиванова В.В.* Родиево-платиновый тип россыпей на Сибирской платформе // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 5. С. 654—657.
4. *Структура* и эволюция земной коры Якутии / Коллектив авторов. — М.: Наука, 1985.
5. *Трушков Ю.Н., Избеков Э.Д., Томская А.И., Тимофеев В.И.* Золотоносность Вилюйской синеклизы и ее обрамления. — М.: Наука, 1975.
6. *Шпунт Б.Р.* Платиновые минералы четвертичных отложений Анабаро-Оленекского поднятия // Геология рудных месторождений. 1970. № 2. С. 123—126.

УДК 553.412 (571.56)

© А.В.Костин, 1997

## Прогноз крупных месторождений серебра в Западном Верхоянье на примере Мангазейского рудного поля

А.В.КОСТИН

В последние годы в связи с распадом СССР и создавшимся дефицитом месторождений серебра появилась необходимость поисков месторождений с выдержанными параметрами рудных тел и устойчиво высоким содержанием металла. Нарастающий интерес к серебряным и серебросодержащим месторождениям Якутии позволил выделить ряд объектов с различными ресурсами серебра: крупные (Мангазейское), средние (Прогноз, Купольное) и мелкие (Менкече, Ночное, Хачакчанское, Булатское). Задача статьи — показать типоморфные особенности крупных месторождений серебра, расположенных в Западно-Верхоянской сереброрудной провинции, и выделить главные, которые могут быть использованы для их прогнозирования. К их числу можно отнести структурные условия рудоотложения, особенности главных минералов — носителей серебра и источники рудообразующих растворов.

**Структурные условия рудоотложения.** В Западно-Верхоянском рудном районе серебряные и золото-серебряные месторождения и рудопроявления размещаются обычно вне пределов роговиковых полей нередко на значительном (3—15 км) расстоянии от гранитоидных массивов и даже там, где они отсутствуют (рис. 1). С другой стороны, в ряде узлов, например в Ньюктаминском, отдельные золото-серебряные жилы локализуются непосредственно в экзоконтактах гранитоидного штока. Следовательно, рудопроявления данного типа, располагающиеся независимо от положения гранитоидных интрузий, не имеют признаков окологранитоидной зональности и родственных связей с указанными интрузиями. Более наглядна их связь с различными структурными элементами складчатых структур: сводовые части антиклиналей различных порядков, периклинальные замыкания структур и осевые части антиклиналей.

По морфологическим особенностям рудные тела более или менее однообразны. Наиболее типичны межпластовые крутопадающие (40—80°) жильные тела, невыдержанные по падению и простиранию, с частыми раздувами и пережимами, выклинивающиеся или разветвляющиеся на серии сближенных прожилков. Мощность их колеблется от десятков сантиметров до 5 м в раздувах, длина изменяется от первых и десятков метров до 1000 м. Нередко наблюдаются штокообразные раздувы жильных тел мощностью до 25—30 м. Другой тип рудных тел — мине-

рализованные зоны дробления вмещающих пород или серии сближенных жил.

Главным тектоническим нарушением, с активизацией которого связана история развития месторождения, является Ньюктаминский разлом с преобладанием существенно сдвиговых деформаций. Зона разрывного нарушения проходит вдоль восточного крыла Эндыбальской антиклинали, благодаря чему тектоническая активизация Ньюктаминского сдвига самым непосредственным образом влияла на формирование структуры рудного поля. По ориентировке штриховок на зеркалах скольжения перемещения по этому сдвигу носили левосторонний характер.

С Ньюктаминским сдвигом генетически связана сдвиговая зона Граничная, играющая не менее важную роль в формировании структуры рудного поля. Эта структура имеет субдолготное простирание, мощность 50—70 м, является секущей по отношению к вмещающим породам. Характер сдвигов зоны Граничной преимущественно правосторонний.

Практически все основные сереброрудные жилы Мангазейского месторождения сосредоточены между Ньюктаминским и Граничным сдвигами. Кинематическая позиция этой области, расположенной между двумя сдвиговыми зонами с противоположными азимутами падения, соответствует растяжению. Внутри нее наблюдаются многочисленные пластовые срывы, которые характеризуют сбросовый, взбросовый, сбросо-сдвиговый и надвиговый типы тектонических деформаций. В целом структура Мангазейского месторождения соответствует модели строения сдвиговых зон, в которых по мере удаления от главного сдвига кинематика вторичных разрывных нарушений закономерно изменяется к сбросам и надвигам.

По нашим данным, в порядке убывания значимости выделяется несколько структурных типов месторождений серебра. *Зоны прожилкования* — Васильевская и сближенная с ней сопутствующая жила Ольгина, занимающая литологический уровень рудной зоны Михайловская, — связаны с будинированным пластом песчаника (рис. 2). Структура прослежена по простиранию более чем на 4 км. С юга на север в ней отмечается смена серебряных руд свинцово-серебряными. Начало рудоотложения синхронно сдвиговым деформациям и продолжается после смены их сбросовыми. Для *линейных штоков* Нижнеэндыбальского месторождения (рис. 3) и

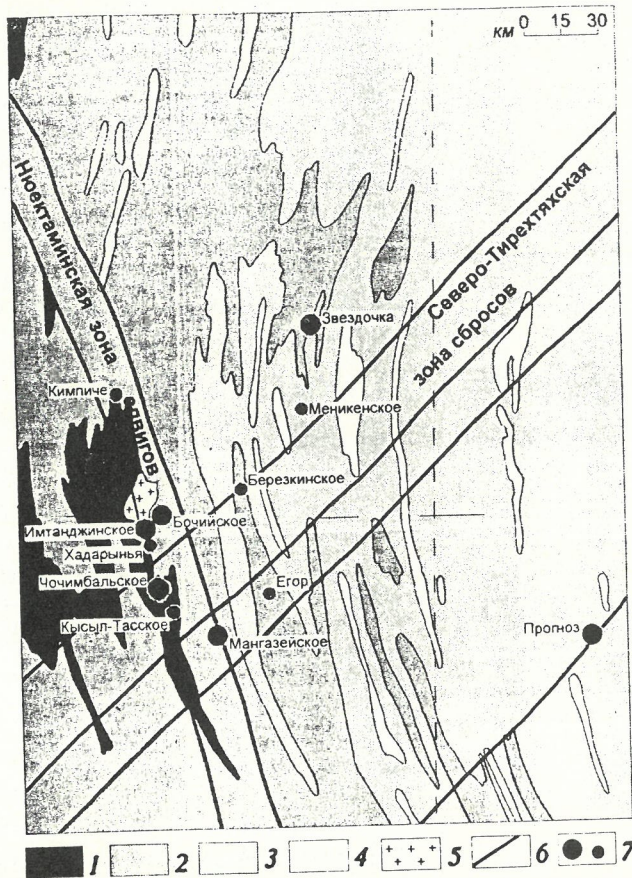


Рис. 1. Расположение серебряных месторождений в структурах Западного Верхоянья:

1 — карбон; 2 — пермь; 3 — юра; 4 — триас; 5 — граниты; 6 — разломы; 7 — месторождения, рудопроявления

рудной зоны Стержневая (рис. 4) установлено сочетание секущих рудоподводящих структур сбросовой и сбросо-сдвиговой кинематики и многочисленных субсогласных рудораспределяющих срывов надвиговой и взбросовой кинематики. Комбинированные жилы Мухалканского месторождения отличаются сочетанием секущих минерализованных зон дробления и оперяющих согласных линзовидных жил. Пластовые и субпластовые жилы Безымянного месторождения приурочены к зонам пологих надвигов. Кроме охарактеризованных структурных типов выделяется региональная рудоподводящая структура — фрагмент Нюектаминского сдвига. По отношению ко всем типам рудных тел эта структура имеет более крутые углы падения. Местами в ней отмечается серебряная и серебро-свинцовая минерализация.

Тектоническим следствием активизации Нюектаминского сдвига явилось формирование структурного парагенезиса сдвиг—сброс—надвиг, с которым связывается структурная и минералогическая зональность Мангазейского месторождения. Установлена смена чисто серебряных руд в зонах сдвигов на свинцово-серебряные в зонах сбросов и на свинцово-цинково-серебряные в зонах надвигов.

Таким образом, к структурным особенностям рудоотложения Мангазейского месторождения можно отнести многообразие структурных форм рудных тел, связанных с эволюцией регионального долготного сдвига.

**Особенности главных минералов — носителей се-**

ребра. Среди рудных минералов Мангазейского месторождения обнаружены самородные (серебро, сурьмянистое серебро (анимикит), алларгентум, золото, сурьма, медь), сульфиды (акантит, Pb-акантит, Cu-акантит, Ag-Cu сульфиды ряда  $Ag_2S-Cu_2S$ , галенит, сфалерит, халькопирит, станнин, пирит, арсенопирит, висмутин, антимонит), сульфосоли (блеклые руды, пираргирит, миаргирит, диафорит, овихиит, полибазит, стефанит, канфильдит, фрейеслебенит, геокронит, бурнонит, буланжерит, густавит, Ag-VI-сульфотеллурид) и оксиды (касситерит).

По преобладающей роли свинца и серебра выделяются два минеральных типа руд. Сульфидно-серебро-сульфосольный наиболее распространен в серебряных месторождениях Западного Верхоянья. В том или ином виде встречается во многих месторождениях Нюектаминского и Хобояту-Эчийского рудных узлов. Серебро-сульфосольный считается наиболее технологичным и перспективным. Средняя серебряность этих руд намного превосходит сульфидно-серебро-сульфосольные. В рудах такого типа заключается более 70 % ресурсов серебра Мангазейского рудного поля. Регионального распространения эти руды не получили, поэтому их изучение требует особого внимания как для выяснения условий их образования, так и для выработки критериев прогнозирования. Из минералов серебра наиболее распространена блеклая руда, развитая во всех минеральных типах руд без исключения.

Блеклая руда достаточно широко распространена в галенитовых и галенит-сфалеритовых рудах с умеренной сереброносностью. Этот тип руд имеет региональное распространение и встречается далеко за пределами Мангазейского месторождения. Форма проявления блеклой руды — вкрапления в галените, чаще всего ориентированные вдоль контакта со сфалеритом и мангансидеритом. В этих рудах, как правило, отсутствуют пираргирит, диафорит, миаргирит, овихиит и другие минералы серебра.

В галенитовых рудах, где уже в значительных ко-

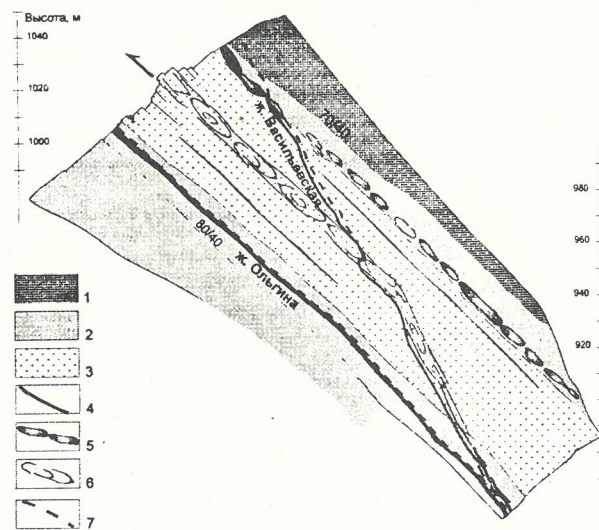


Рис. 2. Литолого-структурный профиль через центральный блок Мангазейского месторождения:

1 — алевриты; 2 — мелкозернистые тонкослоистые песчаники; 3 — крупнозернистые массивные песчаники; 4 — рудные тела; 5 — зона будинажа с рудной цементацией; 6 — будинаж без следов рудной минерализации; 7 — сдвиги

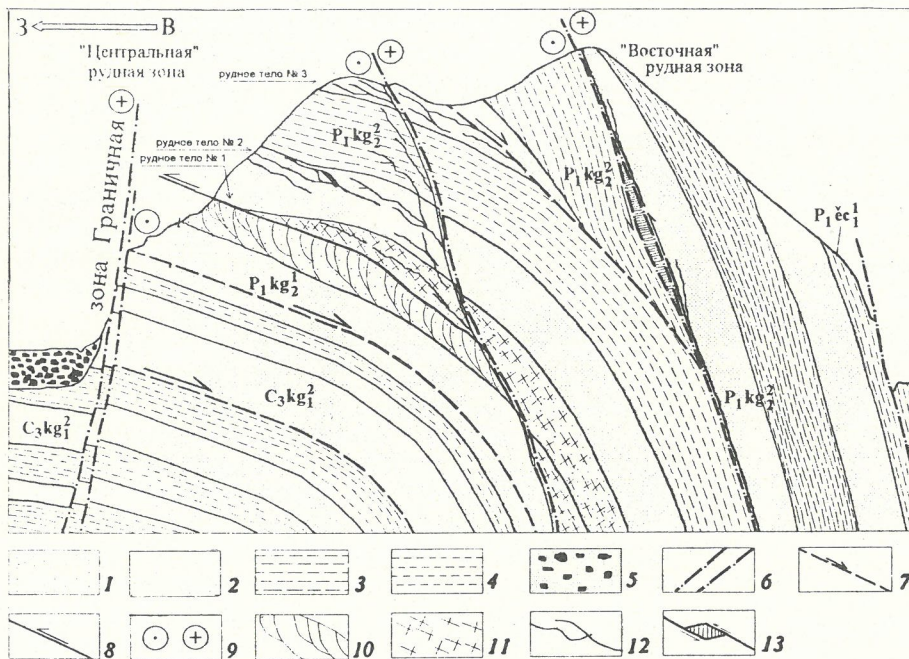


Рис. 3. Структура «дуплекс» Нижнеиздубальского месторождения:

1 — крупнозернистый песчаник; 2 — среднезернистый песчаник; 3 — мелкозернистый песчаник; 4 — алевропесчаник; 5 — речной аллювий; 6 — сдвиги; 7 — сбросы; 8 — надвиги; 9 — направление движения по сдвигам; 10 — трещины поднадвигового кливажа с рудным заполнением; 11 — трещины с рудным заполнением в висячем боку надвига; 12 — субсогласные рудные прожилки; 13 — рудные линзы в сдвиговых структурах

личества присутствуют серебряные сульфосоли (месторождения Мухалканское и Мысовое, рудные зоны Кузьминская, Семеновская, Граничная, Англезит-Церрусситовая и Аномальная), блеклые руды образуют достаточно крупные скопления, размеры которых достигают первых сантиметров.

Блеклая руда, находящаяся в парагенезисе с сульфосолями серебра, обычно состоит из участков с разными содержаниями серебра и меди. Наиболее существенны вариации содержания серебра, достигающие 10 % и более. В отраженном свете более серебристые блеклые руды приобретают светло-голубоватые оттенки по сравнению с серыми, свойственными низкосеребристым фазам.

Как видно из таблицы, блеклая руда месторождений и рудных тел, сформировавшихся в различных структурных обстановках, характеризуется различной серебренностью. Для серебро-свинцовых жил в сдвиговых зонах вариации содержания серебра в блеклой руде составляют 17,93—34,96 %. Эти рудные тела расположены, как правило, в рудоподводящих структурах большой протяженности и обладают незначительными ресурсами серебра. Серебренность блеклой руды из серебряных месторождений и рудных зон, связанных со сбросо-сдвиговыми деформациями, отличается наибольшими вариациями — от 8,53 до 50,95 %. Наиболее крупное из этой группы рудное тело Васильевское включает более 60 % всех ресурсов серебра Мангазейского месторождения. Вариации серебра в блеклой руде обусловлены кристаллизацией этого минерала на протяжении всех стадий минералообразования. Блеклая руда из серебро-свинцово-цинковых и серебряных жил зон надвигов характеризуется вариациями серебра от 16,31 до 28,91 %. По масштабам минерализации это мелкие — средние месторождения.

Полученные данные свидетельствуют о широких вариациях содержания серебра в блеклых рудах Мангазейского месторождения, что указывает на значительные масштабы серебряной минерализации, в процессе формирования которой этот минерал играл первостепенную роль.

#### Свинцово-изотопные критерии.

Исследования изотопии свинца и анализ полученных данных с позиции модели «плюмботектоники» [1] показывают, что серебряные, серебросодержащие и месторождения других рудных формаций характеризуются различными источниками металлов. Последние, связанные с геодинамическими обстановками формирования, влияли на ресурсы серебра месторождений. Это обстоятельство позволило выделить свинцово-изотопные параметры месторождений с крупными ресурсами серебра, которые могут быть использованы в качестве критериев для прогнозной оценки неразведанных месторождений. Торогенный возраст свинца

по модели Амова является индикатором промышленной (ресурсовой) значимости руд месторождений серебра. Прогнозная оценка месторождений основывается на положительной зависимости ресурсов серебра и торогенного возраста свинца, характеризующего тип источника [1].

Формирование крупных серебряных месторождений связывается с девонским рифтогенезом Западно-Верхоянской рифтовой системы [4]. Источниками металлов служили силлы и покровы базальтов, из которых циркулирующая по разломам морская вода выщелачивала металлы. На возможность такого механизма рудообразования указывает близость источников свинца современных рудообразующих систем зон растяжения дна океанов хребта Хуан де Фука, трога Эсканаба [5, 7] и свинца серебряных место-

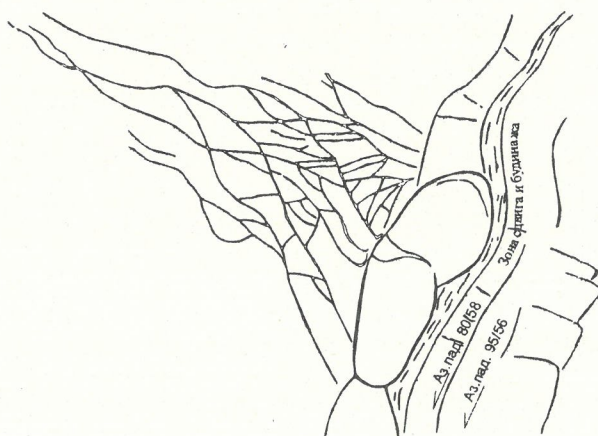


Рис. 4. Модель структуры «пальмовое дерево» рудного тела Стержневое в зоне сбросо-сдвига

## Химический состав блеклой руды, %

Номер образца	S	Ag	As	Fe	Pb	Sb	Se	Cu	Bi	Te	Zn	Hg	Sn	Сумма
<i>Ag-Pb месторождения зон сдвигов</i>														
Мысовое														
2078	22,86	22,67	—	0,78	0,15	25,17	0,19	20,83	0,03	0,10	5,83	0,04	0,22	98,87
Мангазейское, рудная зона Кузьминская														
2002	23,63	19,89	0,26	2,96	0,17	25,15	0,05	21,87	0,18	0,07	3,62	0,04	0,27	98,16
2009/2	24,21	21,78	0,16	1,40	0,10	26,62	—	20,83	0,01	0,16	4,87	0,07	0,08	100,29
2009/2	24,04	22,81	0,27	2,14	0,03	25,97	0,05	20,48	0,18	0,09	3,93	0,17	0,09	100,25
2002	22,22	26,87	0,16	1,04	0,07	25,27	0,13	18,64	—	0,11	5,52	—	0,18	100,21
2308	19,39	34,96	0,17	1,36	0,01	26,11	—	13,07	0,02	0,21	4,95	0,12	0,28	100,65
Мухалканское														
2058	23,09	17,93	0,17	1,92	0,17	26,39	0,14	25,24	0,15	0,06	4,75	0,01	0,35	100,37
2058	22,92	18,26	0,13	2,07	0,04	26,94	0,12	25,33	0,10	0,12	4,64	0,02	0,18	100,87
2061	23,90	22,56	0,10	1,00	0,16	25,83	0,05	20,19	0,02	0,10	5,67	—	0,14	99,72
<i>Ag месторождения зон сбросо-сдвигов</i>														
Мангазейское, рудная зона Васильевская														
2297/1	21,66	14,95	2,03	1,02	0,12	27,03	0,51	26,42	0,11	0,13	5,89	0,12	0,27	100,26
2297/1	21,89	15,57	1,82	1,89	0,06	26,70	0,46	26,03	0,14	0,14	4,84	0,13	0,51	100,18
2297/1	23,34	17,17	0,29	2,95	0,04	26,96	—	25,90	0,06	0,10	3,74	0,02	0,25	100,82
2015	22,73	19,61	—	0,23	0,21	26,75	0,01	25,03	0,14	0,07	5,54	0,11	0,11	100,54
2015	22,95	21,49	0,13	2,11	0,09	26,09	0,08	22,30	0,20	0,06	4,34	0,18	0,13	100,15
2175	21,39	23,87	0,19	2,04	0,09	26,05	—	21,48	—	0,14	4,68	0,06	0,16	100,15
2016/2	23,36	24,95	0,01	2,44	0,21	26,08	0,11	19,07	0,10	0,10	4,03	—	0,21	100,67
2214	22,73	26,71	0,07	2,64	0,13	26,12	—	18,45	0,02	0,12	3,71	0,02	0,20	100,92
2274/1	20,76	28,33	0,26	1,71	0,05	26,33	—	17,31	0,01	0,19	5,28	0,04	0,23	100,50
2218	21,17	29,09	0,16	2,27	0,25	26,22	—	16,33	0,02	0,06	4,29	—	0,18	100,04
123002	19,10	39,05	0,18	0,15	—	23,04	0,04	13,13	0,02	0,11	5,49	—	0,13	100,44
2219/1	17,76	44,84	—	0,29	—	21,44	—	9,98	—	0,17	4,66	0,08	0,19	99,41
2219	19,97	48,14	0,17	0,26	0,05	23,32	—	1,98	—	0,14	5,73	—	0,19	99,95
2219	20,18	48,23	0,07	0,28	0,06	23,36	—	1,80	0,07	0,12	5,88	—	0,25	100,30
2219/1	15,69	50,31	—	0,25	—	19,49	—	8,17	—	0,15	4,16	0,04	0,11	98,37
2219/1	16,37	50,94	—	0,28	—	19,06	—	7,92	—	0,13	4,02	0,04	0,14	98,90
Мангазейское, рудная зона Стержневая														
4355	24,22	8,53	—	2,25	—	28,84	—	33,26	0,09	—	1,94	—	—	99,13
4355	23,73	11,41	—	2,42	—	28,49	—	29,25	0,10	—	3,76	—	—	99,16
4355	23,06	14,16	—	0,57	0,01	28,33	—	27,82	—	—	5,79	0,08	—	99,82
4355B	22,87	15,71	—	1,43	0,04	26,41	—	28,95	—	—	5,16	0,29	0,04	100,90
4355B	23,27	16,16	0,11	2,05	0,12	26,75	—	26,69	—	0,01	5,22	—	—	100,38
<i>Ag-Pb-Zn и Ag месторождения зон надвигов</i>														
Нижнеэндыбальское														
4307/5	23,50	21,58	0,10	3,89	0,09	25,90	—	20,44	—	—	4,97	0,20	0,09	100,76
4350/21	22,72	25,13	—	4,98	—	24,99	—	19,63	—	0,04	1,72	—	—	99,21
4350/21	22,64	25,38	—	4,91	—	26,57	—	20,47	—	0,01	1,58	—	0,05	101,61
Мангазейское, рудная зона Михайловская														
2029/8	23,96	16,31	0,05	1,21	0,14	26,72	0,13	25,56	0,06	0,04	5,77	0,09	0,19	100,23
2033	22,75	24,82	0,19	1,86	0,94	26,08	0,09	18,77	0,13	0,08	4,58	0,03	0,12	100,44
2033	21,89	27,07	0,20	2,17	—	25,79	—	16,97	0,12	0,14	5,64	0,05	0,12	100,16
2033	22,07	28,15	0,04	1,13	0,17	25,61	—	17,10	0,10	0,06	5,78	0,05	0,09	100,35
Безьянское														
2093	23,45	18,41	0,13	4,35	0,13	24,79	0,05	25,27	0,04	0,02	1,41	—	0,24	98,29
4360/6	23,00	22,07	—	4,96	—	27,66	—	21,90	—	—	0,65	0,06	—	100,30
2115	20,74	28,91	0,15	2,07	0,01	25,37	—	16,32	0,07	0,12	4,28	—	0,15	98,19
2115	20,74	28,91	0,15	2,07	0,01	25,37	—	16,32	0,07	0,12	4,28	—	0,15	98,19

рождений Западного Верхоянья [1, 2]. Из тектонических деформаций этапа рифтогенеза доминировали долготные зоны сбросов, что привело к появлению многочисленных ориентированных в этом же направлении зон растяжений.

Самые ранние датировки свинцов в рудных образованиях относятся к Чочимбальскому (183 млн. лет), Безымянному (201 млн. лет) и Нижнеэндыбальскому (174 млн. лет) месторождениям. Рудные тела этих месторождений расположены в каменноугольных толщах вблизи границы карбона и перми. Для залегающих стратиграфически выше Мангазейского и Мухалканского месторождений начало рудообразования приходится на 163 и 158 млн. лет соответственно. Максимальная активизация рудообразования была, вероятно, в средней юре. В это время (142 млн. лет) начала формироваться рудная зона Васильевская. К этому времени уже полностью завершилось рудоотложение на Чочимбальском, Безымянном и Имтанджинском месторождениях.

Деформационные события, связанные с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с Сибирским континентом [3, 6], привели к формированию современного облика месторождений. Возникла куполообразная антиклинальная структура, в восточном крыле которой концентрировалась рудная минерализация. Предшествующий магматизму рост теплового градиента привел к активизации гидротермальной деятельности, что отразилось в новых

стадиях рудной минерализации. К этому времени завершился процесс рудообразования на Мангазейском, Мухалканском, Нижнеэндыбальском и Порфириновом месторождениях.

Таким образом, исследование изотопии свинца подтвердило, что образование крупных серебряных месторождений Западного Верхоянья происходило до внедрения нижнемеловых интрузий гранодиоритов, с которыми связываются более мелкие свинцово-серебряные и серебряные месторождения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Костин А.В. Геолого-промышленные типы месторождений серебра Якутии // Наука и образование. Якутск, 1997. № 1(5). С. 155—161.
2. Костин А.В., Лобанов С.П., Шошин В.В. Геолого-промышленные типы месторождений серебра северо-востока Якутии // Отечественная геология. 1997. № 1. С. 8—16.
3. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. № 6.
4. Структура и эволюция земной коры Якутии // Коллектив авторов. — М.: Наука, 1985.
5. Goodfellow W.D., Franklin J.M. Geology, Mineralogy and Chemistry of Sediment-Hosted Clastic Massive Sulfidess in Shallow Cores, Middle Valley, Northern Juan de Fuca Ridge // Econ. Geology. 1993. Vol. 88. P. 2037—2068.
6. Parfenov L.M. Accretionary History of Northeast Asia // 1992 Proceedings International Conference on Arctic Margins, Alaska, Anchorage. 1992. P. 183—188.
7. Zierenberg R.A., Koski R.A. et al. Genesis of Massive Sulfide Deposits on a Sediment-Covered Spreading Center, Escanaba Trough, Southern Gorda Ridge // Econ. Geology. 1993. Vol. 88. P. 2069—2098.

УДК 553.43'44.076 (571.56)

© Ю.В.Давыдов, 1997

## Металлогенические этапы формирования стратиформного оруденения Якутии

Ю.В.ДАВЫДОВ

Территория Якутии с ее разнообразием тектонических систем и развитых в них осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов весьма перспективна для поисков стратиформных месторождений. В геологической истории территории выделяются три массовых этапа развития стратиформных месторождений свинца и цинка: позднепротерозойско-раннекембрийский, среднепалеозойский и позднепалеозойско-мезозойский (рис. 1). Медная минерализация в осадочных толщах Якутии проявляется наиболее сильно в позднем протерозое, довольно интенсивна она также в отложениях раннего протерозоя, позднего кембрия-ордовика и девона. В противовес этому позднепалеозойско-мезозойский этап меднакопления, ясно выраженный на мировой шкале развития стратиформного оруденения, на территории Якутии, согласно геологическим данным настоящего времени, не проявился.

Раннепротерозойский металлогенический этап проявился в западной части Алданского щита и в пограничной с Якутией Читинской области, где в Кодаро-Удоканском прогибе залегает толща меденосных отложений удоканского комплекса. На территории Якутии отложения, синхронные удоканскому комплексу, распространены в небольших по размерам впадинах на западе Алданского щита (Угуйская, Олдонгсинская и Нижнеханнинская), геологическое развитие которых

происходило в обстановке, сходной с формированием Кодаро-Удоканского прогиба. Более изучены меденосные отложения Угуйской впадины (рис. 2), образующие мощный трансгрессивно-регрессивный цикл красноцветов угуйской серии, который коррелируется нами с верхней частью удоканского комплекса. Продуктивные горизонты связаны с отложением трех свит: олонгитской, чоруодинской и кебектинской. Наибольшей продуктивностью обладает чоруодинская свита, состоящая из трех меденосных пачек карбонатно-песчаных осадков. Рудоконтролирующей является прибрежно-морская фациальная система: карбонатно-глинистая лагуна — песчаный бар [1]. Меденосность осадочных образований нижнего протерозоя Олдонгсинской и Нижнеханнинской впадин остается не изученной.

С позднепротерозойским металлогеническим этапом связано образование многочисленных горизонтов рассеянного пластового оруденения цветных металлов, но промышленно значимые залежи пока не обнаружены. Преобладающее количество рудоносных горизонтов отмечается в юго-восточном складчатом обрамлении Сибирской платформы, где выделена Кыллахская металлогеническая зона развития свинцово-цинкового и медного оруденения в отложениях широкого стратиграфического интервала — от среднего рифея до среднего кембрия (см. рис. 2). В позднем протерозое здесь

СИСТЕМА	МАСШТАБЫ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ		МАСШТАБЫ МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ	
	МИРОВЫЕ, % [4]	ПО ЯКУТИИ, УСЛ. ЕД.	МИРОВЫЕ, % [3]	ПО ЯКУТИИ, УСЛ. ЕД.
Q				
N	3			
P				
K	1,5		2,5	
J	4,5	6		
T	13	1,5	21,7	
P	4,5	15		
C	20	1	15,5	
D	15	10,5		16
S	1	3		1
O	14	3	0,6	20
Є	14	12	3,8	18
PR <sub>2</sub>	8	31	41	31
PR <sub>1</sub>		1,5	14	14

Рис. 1. Интенсивность стратиформного оруденения

происходило формирование мощной (более 6 км) терригенно-карбонатной толщи, в которой слабо рудоносными (Pb-Zn) являются доломиты четырех свит: димской, светлинской, мускельской и гренской. Выходы их на поверхность локализованы в ядре Горностахской антиклинали, образуя одноименный рудный район (по А.В. Старникову).

Другим регионом, в котором проявился позднепротерозойский металлогенический этап, является внешняя зона Байкало-Патомской складчатой области, известная как Патомский прогиб. Здесь в пограничном с Южной Якутией районе Иркутской области рудоносны микрофитолитовые и оолитовые доломиты сеньской и ченчинской свит.

Позднепротерозойский металлогенический этап на территории Якутии, как и в глобальном масштабе, характеризуется наибольшей распространенностью меденосных отложений. Рудопроявления меди в отложениях этого возраста имеются в пределах Кыллахского поднятия. Несмотря на большое число рудопроявлений, все они представляют собой рассеянный тип пластового оруденения с невысокими концентрациями металла (0,1—1,8 %). Меденосные песчаные горизонты обнаружены в пионерской, белореченской, тальненкой, бикской и малосахаринской свитах рифея. В мускельской свите меденосность в трех горизонтах алевритистых мергелей ассоциирует с присутствием пирокластического материала.

В Восточной Якутии медное оруденение пластового типа известно в южной части Приколымского поднятия. На месторождении Орок медная минерализация рассеяна в 150-метровом интервале метаморфизованных пестроцветных осадочных пород среднего рифея.

Обнаружение других медных рудопроявлений в верхнеороекской и перекрывающей ее заломнинской свитах позволило выделить здесь потенциально меденосную Орокскую металлогеническую зону, протянувшуюся на территорию Магаданской области [6].

Венд-раннекембрийский металлогенический этап широко проявился вдоль восточной периферии Сибирской платформы в пределах древних приплатформенных складчатых структур: Кыллахского поднятия на юге и Туора-Сисского — на севере. На Кыллахском поднятии обнаружены первые в Якутии промышленные свинцово-цинковые залежи стратиформного типа. Месторождения Сарданинского рудного узла и около 40 рудопроявлений свинца и цинка в отложениях венда являются определяющими для металлогенической специализации Кыллахской зоны. Оруденение приурочено к верхнесарданинской подсвите юдомской серии, в которой наблюдаются четыре регионально выдержанных рудоносных горизонта (рис. 3). Они прослеживаются на расстояние 250 км с севера на юг. В северной части зоны основным является четвертый рудоносный горизонт, находящийся в прикровельной части свиты. На юге верхние рудоносные доломиты выклиниваются, и основным становится второй горизонт. В фациально-палеогеографическом плане свинцово-цинковая минерализация контролируется Аллах-Юньским палеоподнятием, ограничивавшим в венде окраинный бассейн на юго-востоке Сибирской платформы. Оруденение концентрируется в полосе выклинивания сахаровидных доломитов на западном склоне этого палеоподнятия [1]. Промышленные залежи месторождения Сардана образуют руды четвертого и частично третьего горизонтов.

Аналогичное по генетическому типу свинцово-цинковое оруденение выявлено в нижнекембрий-

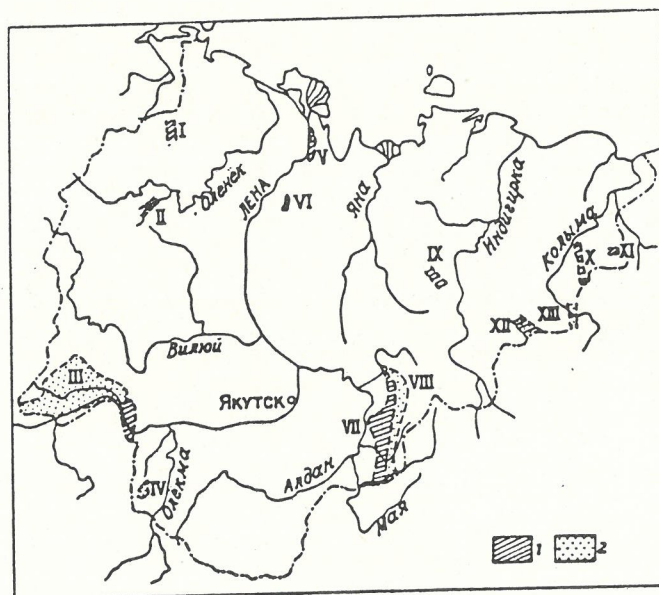


Рис. 2. Размещение площадей со стратиформным оруденением на территории Якутии:

площади оруденения: 1 — свинца и цинка, 2 — меди; I — Куонамская, возраст рудовмещающих пород, Є<sub>1</sub>; II — Силигирская, Є<sub>2</sub>; III — Средненеленская, Є<sub>3</sub>—O<sub>1</sub>; IV — Угуйская, PR<sub>1</sub>; V — Туорасисская, C<sub>1</sub>; VI — Орулганская, D<sub>3</sub>—C<sub>1</sub>; VII — Кыллахская, R<sub>2</sub>—V; VIII — Сетте-Дабанская, O<sub>3</sub>, D<sub>2</sub>, D<sub>3</sub>; IX — Хотойдохская, J<sub>3</sub>; X — Каменская, D<sub>2</sub>; XI — Муостяхская, D<sub>2</sub>; XII — Омулеская, D<sub>1</sub>; XIII — Орокская, R<sub>2</sub>

ских доломитах Туора-Сисского выступа, расположенного на правом берегу р.Лена близ ее дельты. Небогатые линзообразные рудные тела прослежены в низах алданского яруса в битуминозных алевроитистых доломитах.

Широкое распространение стратиформного оруденения в юго-западной части Сибирской платформы связано с *позднекембрийско-ордовикским металлогеническим этапом*. Медистые песчаники верхнего течения р.Лена разрабатывались еще в XVIII в. Они образуют выдержанные прослои, которые встречаются по всему разрезу илгинской свиты верхнего кембрия и усть-кутской свиты нижнего ордовика. Идентичные по возрасту и формационной принадлежности проявления медистых песчаников известны в бассейне среднего течения р.Лена и ее притоков — Пеледуй, Пилка, Нюя, Молбо, Намана и в верхнем течении р.Улахан Ботуобия. Верхнекембрийский металлогенический уровень на территории Якутии более продуктивный по сравнению с нижнеордовикским. Илгинская свита, исчерпывающая объем верхнего отдела кембрия в среднем течении р.Лена, имеет два меденосных горизонта. Нижний, расположенный в подошве свиты, прослеживается на одном стратиграфическом уровне на всем протяжении Средлененской зоны. Он находится в толще, сложенной алевроитопесчаниками отложениями, и представлен медистыми песчаниками. Верхний продуктивный горизонт на рудопроявлениях среднего течения р.Лена находится в прикровельной части свиты. Кроме песчаников медное оруденение несет мергели и водорослевые доломиты. Минерализация концентрируется в прослоях мощностью 0,2—1,6 м. Фациально-палеогеографическое районирование позволяет выделить три субмеридиональные фациальные зоны: западную — супралиторальную, центральную — лагунно-морскую и восточную — морскую. Оруденение контролируется лагунно-морской

зоной, представляющей собой карбонатно-водорослевый палеобанковый пояс с межбанковыми лагунами, служившими ловушками для накопления меднорудного вещества. Намечающееся уменьшение роли ископаемых водорослевых построек при движении с юга на север Ленской зоны предполагает ухудшение условий для накопления рудного вещества и, следовательно, снижение перспектив меденосности в этом направлении.

*Среднепалеозойский металлогенический этап* наряду с венд-раннекембрийским доминирует в развитии процесса стратиформного оруденения на востоке Якутии. В его ходе образовались месторождения меди и полиметаллов на Сетте-Дабанском, Орулганском, Приколымском и Омuleвском поднятиях. Практический интерес представляет рудоносность девон-карбоновых вулканогенно-осадочных формаций Сетте-Дабана, а также девонских доломитов Омuleвского и Приколымского поднятий.

В пределах Сетте-Дабанского поднятия выявлено несколько участков медного оруденения, в т.ч. месторождение Курпанджа. Металлоносными являются пестроцветные песчаники, туффиты и туфы ряда свит среднего, верхнего девона и нижнего карбона [2]. Кроме того, оруденение встречается в приконтактных частях базальтовых покровов, концентрируясь как в самих базальтах, так и во вмещающих осадочно-пирокластических породах. Рудные тела имеют форму пластов и линз мощностью 0,5—17 м. Вкрапленная, реже прожилковая медная минерализация представлена всей гаммой сульфидных оксидных и карбонатных минералов, а также самородной медью. Литолого-фациальные построения на площади месторождения Курпанджа, проведенные А.Е.Соболевым и Э.И.Кутыревым, показали, что эпигенетическое медное оруденение контролируется песчаниками прирусловых кос и краевыми частями приустьевых баров. Но наиболее богатыми являются

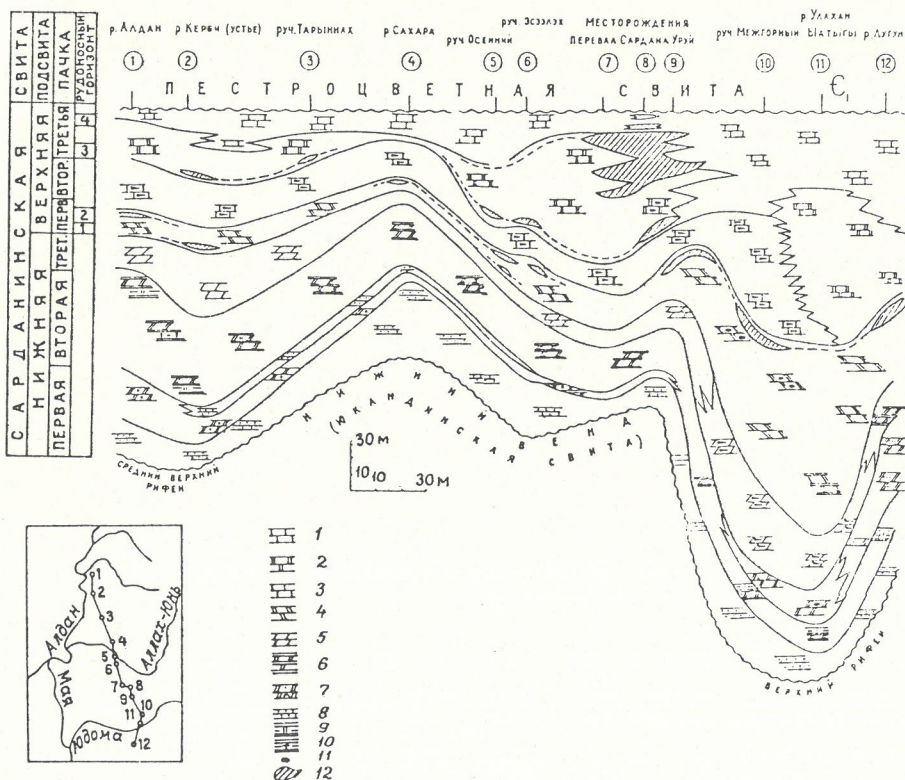


Рис. 3. Литолого-фациальный профиль сардинской свиты вдоль Кыллахской зоны и положение в нем рудоносных горизонтов:

1 — известняки тонкозернистые, слоистые; 2 — доломиты сахаровидные массивные; 3 — известняки битуминозные; 4 — доломиты мелкозернистые светлые; 5 — известняки тонкозернистые слоистые зеленовато-серые; 6 — доломиты глинисто-алевроитовые кремнистые вишневые; 7 — доломиты микрофитолитовые и строматолитовые; 8 — песчаники; 9 — аргиллиты кремнистые; 10 — туффиты; 11 — кремнистые ячея; 12 — свинцово-цинковое оруденение



эксгалационн-осадочные халькозин-борнитовые руды, ассоциирующие с пластами тонкослоистых кремнисто-глинистых пород.

Свинцово-цинковое оруденение на Приколымском поднятии связано с доломитами ярхонской свиты живетского яруса. Рудовмещающие доломиты представляют собой сложнопостроенный рифоидный массив, состоящий из строматопорокоралловых биогермов и биостромов, чередующихся с мелкозернистыми долоспаритами. Оруденение локализуется в телах органогенных доломитов и на контактах с ними в брекчированных долоспаритах. Полоса рифоидных построек протянулась вдоль восточного склона Приколымского поднятия, образуя Каменскую металлогеническую зону с несколькими участками свинцово-цинкового оруденения [1].

Похожая фациально-палеогеографическая ситуация восстановлена В.И.Шпикерманом [5] для среднего девона Омудевского поднятия. Им прослежена на расстоянии 50 км полоса рифогенных доломитов, разделявшая в эйфеле две фациальные зоны: прибрежную с доломитовыми осадками и открытого бассейна с флишоидными аргиллито-алевролитами. К рифовой полосе приурочено Урультунское свинцово-цинковое месторождение.

Позднепалеозойско-мезозойский металлогенический этап выражен в Верхоянском складчатом поясе как этап формирования колчеданно-полиметаллического оруденения. При поисково-съёмочных работах в Южно-Верхоянском синклинии было обнаружено большое количество колчеданно-полиметаллических рудопроявлений, находящихся в осадочных телах верхней перми, в т.ч. в менкеченской, чамбинской, дулголахской свитах. Сульфидная минерализация в песчаниках и аргиллито-алевролитах подвержена сильным эпигенетическим преобразованиям в зонах тектонического дробления и интенсивной складчатости. Несмотря на многочисленность, эти рудопроявления исследованы очень слабо.

Наиболее известное на северо-востоке Якутии колчеданно-полиметаллическое месторождение Хотойдох расположено в Умбинском прогибе Уянди-

но-Ясаченского вулканогенного пояса (хр.Черского). Вмещающими породами являются черные алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы и кислые эффузивы догдинской свиты поздней юры. Стратифицированная рудная залежь находится на контакте глинистых сланцев с эффузивами и прослежена по простиранию на 250—300 м при мощности до 15 м. По данным А.В.Костина, на западном фланге залежи доминируют барит-галенитовые руды, которые на восток сменяются пирит-сфалеритовыми и галенит-сфалеритовыми. Формирование месторождения произошло в результате гидротермально-осадочного отложения сульфидов в депрессиях морского дна либо при близповерхностной разгрузке вулканогенных гидротерм в нелитифицированные осадки.

В заключение следует подчеркнуть, что металлогенические этапы формирования стратиформного оруденения в геологической истории Якутии являются отражением региональной активизации гидротермальных процессов, которая была вызвана рифтогенным геодинамическим режимом определенных участков земной коры. Эти процессы обусловили появление первичного источника рудного вещества и охватывали обширные площади осадочных бассейнов, которые соответствовали масштабам тектонических зон.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Давыдов Ю.В. Рудовмещающие фациальные системы стратиформных свинцово-цинковых и медных месторождений Якутии // Геология и геофизика. 1992. № 1. С. 70—76.
2. Иогансон А.К. Геологическое строение Курпанджинского рудного поля и условия формирования медного оруденения // Стратиформное оруденение Якутии. Якутск, 1988. С. 87—98.
3. Наркелюн Л.Ф., Салихов В.С., Трубачев А.И. Медистые песчаники и сланцы мира. — М.: Недра, 1983.
4. Попов В.В. Геологические условия экзогенно-гидротермально-рудообразования. — М.: Недра, 1980.
5. Шпикерман В.И. Полиметаллическое оруденение Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР). — Владивосток, 1987.
6. Шпикерман В.И., Шпикерман Л.А. Протерозойские медистые песчаники и сланцы Приколымья // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии. Магадан, 1996. С. 35—44.

УДК 549.211:553.41(571.56)

© Коллектив авторов, 1997

### Алмаз из золотиносной россыпи Аллах-Юньского района Восточной Якутии

В.В.АЛПАТОВ, В.А.АМУЗИНСКИЙ, Н.В.ЗАЯКИНА, К.П.АРГУНОВ, В.П.АФАНАСЬЕВ, А.С.БОРИСЕНКО, Г.Н.ИВАНОВ

Исследуемый алмаз обнаружен при открытой отработке аллювиального россыпного месторождения золота Курунг, расположенного в долине р. Аллах-Юнь (рис. 1). Разрез аллювиальных отложений на месте находки алмаза имеет следующий вид (сверху вниз).

1. Растительный слой . . . . .	0,1—0,2 м
2. Ил темно-серый с примесью песчаного материала, мелкой гальки, а также линз льда . . . . .	0,2—6 м
3. Галечники, состоящие из аргиллита, алевролита, песчаника, гранита и карбонатных пород, окатанность хорошая, размеры обычно не превы-	

шают 10, редко 30 см; цемент — плохо сортированный песок . . . . .

0,8—16 м

4. Глина пластичная, вязкая, синевато-черного цвета («синюга»), с редкой окатанной галькой в верхней и примесью щебня — в нижней части слоя. Может рассматриваться как ложный плотик золотоносного подвисного пласта. Встречается на площади россыпи в редких западинах плотика, связанных с положением глубокого тальвега или отдельных эрозионных борозд. . . . .

5. Плотиковый элювий, сложенный сильно разрушенными коренными породами — тонкокливажированными алевролитами и аргиллитами . . . . .

0,2—2 м

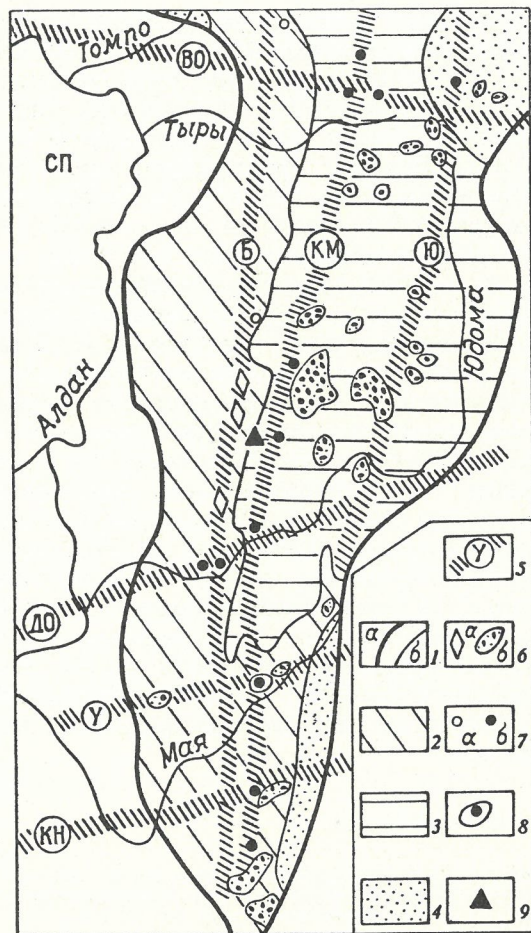


Рис. 1. Структурно-геологическая схема местонахождения алмаза [7]:

1 — контуры южной части Верхоянской складчатой системы (а) и ее основных структурных форм (б); 2 — Сетте-Дабанское складчато-блоковое сооружение; 3 — Южно-Верхоянский синклиниорий; 4 — прочие структурные формы; 5 — зоны глубинных разломов (Б — Бурхалинского, КМ — Кидерикинского-Минорского, Ю — Юдомского, ВО — Вилюйско-Охотского, ДО — Дыгдино-Огонекского, У — Урахайнского, КН — Кондеро-Нетского); 6 — интрузивные массивы (а — докембрийские щелочно-ультраосновного состава с карбонатами, б — мезозойские кислого состава); 7 — поля среднепалеозойских (а) и мезозойских (б) даек лампрофиров; 8 — Ариавканское дайковое поле с лампрофитами; 9 — место находки алмаза; СП — Сибирская платформа

Золотоносный «пласт» не имеет геологических контуров и выявляется опробованием; залегает в нижней части галечников и в маломощном верхнем интервале пластичных глин. Пласт разрабатывался на месторождении в июле 1994 г. старательской артелью «Бриндакитская» традиционным гидровашгердом с размером ячейки перфорации 20 мм. В момент находки алмаза производилась промывка «синюги». Отмытый концентрат обрабатывался на ШОУ по схеме: сушка; ситовка на две фракции (+4 и -4); ручная обработка на столе фракции +4 с извлечением самородков и крупных золотин; выделение золота из фракции -4 на комплексе оборудования КСЗ-1. Алмаз был обнаружен на столе при ручной разборке фракции +4 сьемщиком-доводчиком А.А.Галкиным, принявшим его за стекло. Мастер ШОУ А.Н.Хрущев определил находку как алмаз. Геологическая служба АО «Золото Джугджура» направила образец для точной диагностики в ЯИГН СО РАН.

По комплексу внешних признаков, твердости, а также по данным рамановской (КР) спектроскопии минерал диагностирован как алмаз. Его размеры 5,6×6,9×8,5 мм, объем 0,17 см<sup>3</sup>, масса 0,590 г или 2,95 карата (рис. 2). Кристалл практически бесцветный, без крупных трещин и сколов, форма близкая к изометрической, характерные элементы огранки отсутствуют, т.е. нет граней октаэдра, кривогранных поверхностей ромбододекаэдра или куба, обычно присущих алмазу. Вся поверхность кристалла имеет мелкобугорчатый протоматматический рельеф, обусловленный взаимодействием алмаза с магматическим расплавом. Более поздними элементами рельефа являются бесчисленные мелкие каналы травления, развитые по поверхности кристалла, характерные для глубинного этапа морфогенеза алмаза.

Следующий этап морфогенеза, который можно выделить при изучении алмаза, связан с экзогенными условиями его существования. Основная его форма определяется механическим износом, который выражен в полировке поверхности, сглаживании контрастных элементов рельефа, округлении, завальцовке устьев каналов травления. Степень износа можно оценить как среднюю. Такого типа износ не образуется на алмазах в аллювиальных условиях, но характерен для прибрежно-морских фаций формирования россыпей как для докембрийских, так и фанерозойских отложений [1, 4]. Местами на поверхности кристалла наблюдается ромбическая сеточка мелких трещинок, ориентированных по спайности. Еще одна важная особенность алмаза — наличие на его поверхности мелких зеленых пятен пигментации с размытыми контурами, расположенными без всяких закономерностей. Обнаруженный алмаз является первой достоверной находкой на территории Южного Верхоянья. Сведения о других аналогичных находках в этом районе фактологически не подтверждены.

Из наблюдаемых кристалломорфологических особенностей для установления происхождения алмаза наиболее значимы следующие.

1. Повышенная степень механического износа, аналогичная таковой для алмазов из прибрежно-морских россыпей, которая не могла осуществиться в аллювиальных условиях [1, 4]. Последнее дает основание полагать, что в золотоносную россыпь алмаз попал из более древнего коллектора.

2. Наличие ромбической сеточки трещинок. Такие трещинки часто встречаются на алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы, Урала, Красноярского края, Китая, Индии и других регионов. Их возникновение объясняется хрупкой релаксацией поверхностных напряжений, обусловленных, вероятно, соударениями с другими твердыми частицами в процессе формирования россыпи.

3. Присутствие пятен пигментации, которые можно получить искусственно под действием разного рода излучений: бомбардировка нейтронами или электронами высокой энергии [5]. Предполагается, что эти пятна являются следствием радиационного поражения алмазов.

Перечисленные морфологические признаки входят в комплекс «признаков древности», свидетельствующих о происхождении алмазов из докембрийских источников [2]. Алмазы с признаками древности широко распространены в большинстве алмазо-

эксгалационн-осадочные халькозин-борнитовые руды, ассоциирующие с пластами тонкослоистых кремнисто-глинистых пород.

Свинцово-цинковое оруденение на Прикольмском поднятии связано с доломитами ярхондонской свиты живетского яруса. Рудовмещающие доломиты представляют собой сложнопостроенный рифоидный массив, состоящий из строматопорокоралловых биогермов и биостромов, чередующихся с мелкозернистыми долоспаритами. Оруденение локализуется в телах органогенных доломитов и на контактах с ними в брекчированных долоспаритах. Полоса рифоидных построек протянулась вдоль восточного склона Прикольмского поднятия, образуя Каменскую металлогеническую зону с несколькими участками свинцово-цинкового оруденения [1].

Похожая фациально-палеогеографическая ситуация восстановлена В.И.Шпикреманом [5] для среднего девона Омудевского поднятия. Им прослежена на расстоянии 50 км полоса рифогенных доломитов, разделявшая в эйфеле две фациальные зоны: прибрежную с доломитовыми осадками и открытого бассейна с флишоидными аргиллито-алевролитами. К рифовой полосе приурочено Урультунское свинцово-цинковое месторождение.

*Позднепалеозойско-мезозойский металлогенический этап* выражен в Верхоянском складчатом поясе как этап формирования колчеданно-полиметаллического оруденения. При поисково-съёмочных работах в Южно-Верхоянском синклинии было обнаружено большое количество колчеданно-полиметаллических рудопроявлений, находящихся в осадочных телах верхней перми, в т.ч. в менкеченской, чамбинской, дулголахской свитах. Сульфидная минерализация в песчаниках и аргиллито-алевролитах подвержена сильным эпигенетическим преобразованиям в зонах тектонического дробления и интенсивной складчатости. Несмотря на многочисленность, эти рудопроявления исследованы очень слабо.

Наиболее известное на северо-востоке Якутии колчеданно-полиметаллическое месторождение Хотойдох расположено в Умбинском прогибе Уянди-

но-Ясаченского вулканогенного пояса (хр.Черского). Вмещающими породами являются черные алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы и кислые эффузивы догдинской свиты поздней юры. Стратифицированная рудная залежь находится на контакте глинистых сланцев с эффузивами и прослежена по простиранию на 250—300 м при мощности до 15 м. По данным А.В.Костина, на западном фланге залежи доминируют барит-галенитовые руды, которые на восток сменяются пирит-сфалеритовыми и галенит-сфалеритовыми. Формирование месторождения происходило в результате гидротермально-осадочного отложения сульфидов в депрессиях морского дна либо при близповерхностной разгрузке вулканогенных гидротерм в нелитифицированные осадки.

В заключение следует подчеркнуть, что металлогенические этапы формирования стратиформного оруденения в геологической истории Якутии являются отражением региональной активизации гидротермальных процессов, которая была вызвана рифтогенным геодинамическим режимом определенных участков земной коры. Эти процессы обусловили появление первичного источника рудного вещества и охватывали обширные площади осадочных бассейнов, которые соответствовали масштабам тектонических зон.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Давыдов Ю.В. Рудовмещающие фациальные системы стратиформных свинцово-цинковых и медных месторождений Якутии // Геология и геофизика. 1992. № 1. С. 70—76.
2. Иогансон А.К. Геологическое строение Курпанджинского рудного поля и условия формирования медного оруденения // Стратиформное оруденение Якутии. Якутск, 1988. С. 87—98.
3. Наркелюн Л.Ф., Салихов В.С., Трубачев А.И. Медистые песчаники и сланцы мира. — М.: Недра, 1983.
4. Попов В.В. Геологические условия экзогенно-гидротермально-рудообразования. — М.: Недра, 1980.
5. Шпикерман В.И. Полиметаллическое оруденение Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР). — Владивосток, 1987.
6. Шпикерман В.И., Шпикерман Л.А. Протерозойские медистые песчаники и сланцы Прикольмы // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии. Магадан, 1996. С. 35—44.

УДК 549.211:553.41(571.56)

© Коллектив авторов, 1997

## Алмаз из золотиносной россыпи Аллах-Юньского района Восточной Якутии

В.В.АЛПАТОВ, В.А.АМУЗИНСКИЙ, Н.В.ЗАЯКИНА, К.П.АРГУНОВ, В.П.АФАНАСЬЕВ, А.С.БОРИСЕНКО, Г.Н.ИВАНОВ

Исследуемый алмаз обнаружен при открытой отработке аллювиального россыпного месторождения золота Курунг, расположенного в долине р. Аллах-Юнь (рис. 1). Разрез аллювиальных отложений на месте находки алмаза имеет следующий вид (сверху вниз).

1. Растительный слой . . . . .	0,1—0,2 м
2. Ил темно-серый с примесью песчаного материала, мелкой гальки, а также линз льда . . . . .	0,2—6 м
3. Галечники, состоящие из аргиллита, алевролита, песчаника, гранита и карбонатных пород, окатанность хорошая, размеры обычно не превы-	

шают 10, редко 30 см; цемент — плохо сортированный песок . . . . . 0,8—16 м

4. Глина пластичная, вязкая, синевато-черного цвета («синюга»), с редкой окатанной галькой в верхней и примесью щебня — в нижней части слоя. Может рассматриваться как ложный плотик золотоносного подвисного пласта. Встречается на площади россыпи в редких западинах плотика, связанных с положением глубокого тальвега или отдельных эрозионных борозд. . . . .

5. Плотиковый элювий, сложенный сильно разрушенными коренными породами — тонкокливажированными алевролитами и аргиллитами . . . . . 0,2—2 м

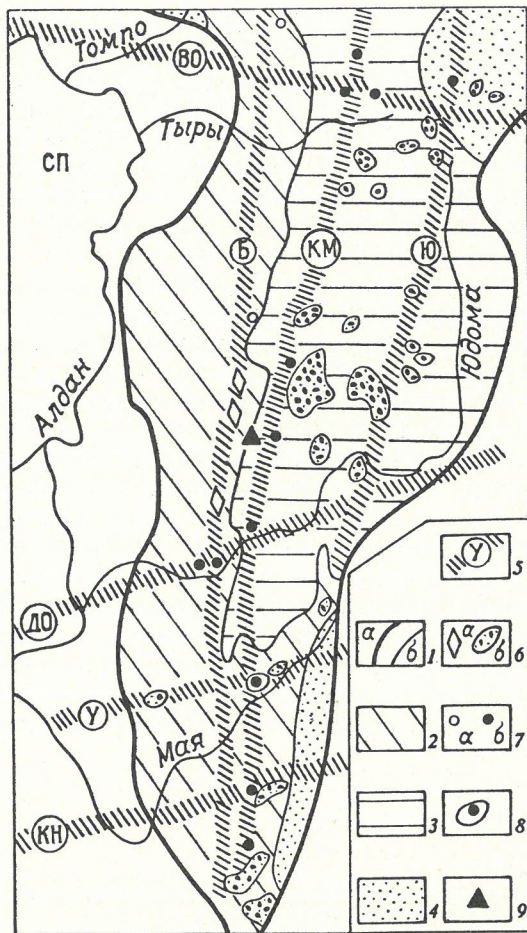


Рис. 1. Структурно-геологическая схема местонахождения алмаза [7]:

1 — контуры южной части Верхоянской складчатой системы (а) и ее основных структурных форм (б); 2 — Сетте-Дабанское складчато-блоковое сооружение; 3 — Южно-Верхоянский синклиниорий; 4 — прочие структурные формы; 5 — зоны глубинных разломов (Б — Бурхалинского, КМ — Кидерикинского-Минорского, Ю — Юдомского, ВО — Вилюйско-Охотского, ДО — Дыдино-Огонекского, У — Урахайнского, КН — Кондеро-Нетского; б — интрузивные массивы (а — докембрийские щелочно-ультраосновного состава с карбонатитами, б — мезозойские кислого состава); 7 — поля среднепалеозойских (а) и мезозойских (б) даек лампрофиров; 8 — Ариавканское дайковое поле с лампроитами; 9 — место находки алмаза; СП — Сибирская платформа

Золотоносный «пласт» не имеет геологических контуров и выявляется опробованием; залегает в нижней части галечников и в маломощном верхнем интервале пластичных глин. Пласт разрабатывался на месторождении в июле 1994 г. старательской артелью «Бриндакитская» традиционным гидроашгердом с размером ячейки перфорации 20 мм. В момент находки алмаза производилась промывка «синюги». Отмытый концентрат обрабатывался на ШОУ по схеме: сушка; ситовка на две фракции (+4 и -4); ручная обработка на столе фракции +4 с извлечением самородков и крупных золотин; выделение золота из фракции -4 на комплекте оборудования КСЗ-1. Алмаз был обнаружен на столе при ручной разборке фракции +4 сьемщиком-доводчиком А.А.Галкиным, принявшим его за стекло. Мастер ШОУ А.Н.Хрущев определил находку как алмаз. Геологическая служба АО «Золото Джугджур» направила образец для точной диагностики в ЯИГН СО РАН.

По комплексу внешних признаков, твердости, а также по данным рамановской (КР) спектроскопии минерал диагностирован как алмаз. Его размеры 5,6×6,9×8,5 мм, объем 0,17 см<sup>3</sup>, масса 0,590 г или 2,95 карата (рис. 2). Кристалл практически бесцветный, без крупных трещин и сколов, форма близкая к изометрической, характерные элементы огранки отсутствуют, т.е. нет граней октаэдра, кривогранных поверхностей ромбододекаэдра или куба, обычно присущих алмазу. Вся поверхность кристалла имеет мелкобугорчатый протоматматический рельеф, обусловленный взаимодействием алмаза с магматическим расплавом. Более поздними элементами рельефа являются бесчисленные мелкие каналы травления, развитые по поверхности кристалла, характерные для глубинного этапа морфогенеза алмаза.

Следующий этап морфогенеза, который можно выделить при изучении алмаза, связан с экзогенными условиями его существования. Основная его форма определяется механическим износом, который выражен в полировке поверхности, сглаживании контрастных элементов рельефа, округлении, завальцовке устьев каналов травления. Степень износа можно оценить как средняя. Такого типа износ не образуется на алмазах в аллювиальных условиях, но характерен для прибрежно-морских фаций формирования россыпей как для докембрийских, так и фанерозойских отложений [1, 4]. Местами на поверхности кристалла наблюдается ромбическая сеточка мелких трещинок, ориентированных по спайности. Еще одна важная особенность алмаза — наличие на его поверхности мелких зеленых пятен пигментации с размытыми контурами, расположенными без всяких закономерностей. Обнаруженный алмаз является первой достоверной находкой на территории Южного Верхоянья. Сведения о других аналогичных находках в этом районе фактологически не подтверждены.

Из наблюдаемых кристалломорфологических особенностей для установления происхождения алмаза наиболее значимы следующие.

1. Повышенная степень механического износа, аналогичная таковой для алмазов из прибрежно-морских россыпей, которая не могла осуществиться в аллювиальных условиях [1, 4]. Последнее дает основание полагать, что в золотоносную россыпь алмаз попал из более древнего коллектора.

2. Наличие ромбической сеточки трещинок. Такие трещинки часто встречаются на алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы, Урала, Красноярского края, Китая, Индии и других регионов. Их возникновение объясняется хрупкой релаксацией поверхностных напряжений, обусловленных, вероятно, соударениями с другими твердыми частицами в процессе формирования россыпи.

3. Присутствие пятен пигментации, которые можно получить искусственно под действием разного рода излучений: бомбардировка нейтронами или электронами высокой энергии [5]. Предполагается, что эти пятна являются следствием радиационного поражения алмазов.

Перечисленные морфологические признаки входят в комплекс «признаков древности», свидетельствующих о происхождении алмазов из докембрийских источников [2]. Алмазы с признаками древности широко распространены в большинстве алмазо-

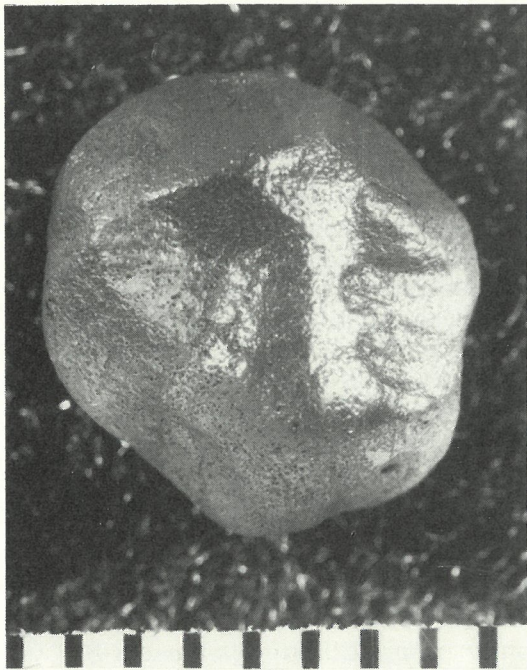


Рис. 2. Алмаз из золотоносной россыпи Аллах-Юньского района

носных регионов мира. В частности, они наблюдаются на алмазах из протерозойских прибрежно-морских отложений районов Панна и Вайджаракарур (Индия). Каждый из указанных морфологических признаков сам по себе может встречаться на алмазах из россыпей разного возраста. Однако в комплексе они с высокой степенью вероятности говорят о докембрийском возрасте обнаруженного кристалла алмаза.

Анализ геологического строения района находки показывает, что алмаз мог попасть в современную россыпь из прибрежно-морских отложений юдомской свиты, выходы которой имеются в данном районе, хотя, возможно, что он испытал и многократное переотложение.

Таким образом, результаты физиографического изучения алмаза показывают наличие у найденного кристалла «признаков древности», что позволяет предполагать его связь с докембрийскими алмазоносными отложениями, возможно, юдомской свиты. В аналогичной геологической ситуации в начале 50-х годов В.Н.Шукиным были найдены два алмаза в устье руч. Трудовой, притока р. Джеконда (Центральноалданский район), где также обнажается юдомская свита. Место находки

описываемого алмаза целесообразно проверить на наличие индикаторных минералов кимберлитов, хотя вероятность их обнаружения весьма низка, если судить по степени износа самого алмаза. Большое количество алмазов с типичными «признаками древности», не сопровождающихся индикаторными минералами кимберлитов, изучено нами в провинции Хунань (Китай), из протерозойских россыпей районов Панна и Вайджаракарур. Известны они и в других районах.

Вместе с тем, следует отметить существование и других точек зрения на проблему алмазоносности данного района. Так, по мнению К.К.Левашова, существует корреляция среднепалеозойских процессов Виллоуского алмазоносного региона и Сетте-Дабанского горст-антиклинория Южного Верхоянья. На основании этого он предполагает возможность существования среднепалеозойских кимберлитов в Сетте-Дабане [3]. Другая концепция возможной алмазоносности Южного Верхоянья обоснована [6, 7] данными изучения лампрофировых и лампроитовых даек в южной части Сетте-Дабанского горст-антиклинория и прилегающем западном крыле Аллах-Юньского синклинория. Возможное выявление алмазов исследователи связывают с мезозойскими лампроитами.

Итак, существуют три геолого-генетические концепции: 1) кимберлитовая (К.К.Левашов), возраст кимберлитов — реднепалеозойский; 2) лампроитовая (Г.К.Шнай и др.), возраст лампроитов — поздний мезозой; 3) алмаз имеет дофанерозойский возраст и претерпел высокую степень экзогенного преобразования в докембрии. Последнее, по мнению авторов статьи, не исключает возможность его многократного переотложения в промежуточных коллекторах палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В.П. Закономерности эволюции кимберлитовых минералов и их ассоциаций при формировании шлиховых ореолов // Геология и геофизика. 1991. № 2. С. 78—85.
2. Афанасьев В.П., Соболев Н.В., Кириллова Е.А., Юсупов Т.С. Относительная абразивная устойчивость пирропа и пикроильменита — индикаторных минералов кимберлитов // Докл. АН СССР. 1994. Т. 337. № 3. С. 359—362.
3. Левашов К.К. Проблемы алмазоносности Сетте-Дабана // Докл. АН СССР. 1970. Т. 195. № 2. С. 426—428.
4. Метелкина М.П., Прокотчук Б.И., Суходольская О.В., Францесон Е.В. Докембрийские алмазоносные формации мира. — М.: Недра, 1976.
5. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. — М.: Наука, 1984.
6. Шнай Г.К. Лампроиты Южного Верхоянья // Тихоокеанская геология. 1994. № 3. С. 111—123.
7. Шнай Г.К., Соболев А.Е., Игошина И.И. Лампроиты Южного Верхоянья // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 4. С. 957—959.

## Минералогические признаки формационной принадлежности золотого оруденения Верхояно-Колымской складчатой области

Г.Н.ГАМЯНИН

Согласно определению понятия «рудная формация», в Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО) выделяются следующие золоторудные формации: золото-кварцевая малосульфидная, золото-редкометалльная, золото-серебряная и сложные полигенные — золото-сурьмяная и золото-серебро-полиметаллическая, обусловленные совмещением в общих рудолокализирующих структурах вещественных комплексов золото-кварцевой формации с антимонитовой и серебро-полиметаллической. Для каждой формации, помимо геологических признаков, отчетливо проявлены типоморфные минеральные ассоциации (табл. 1). Однако этот индикаторный визуальный признак, не требующий дополнительных исследований по выявлению формационной принадлежности оруденения, не всегда применим на уровне рудных точек, мелких рудопроявлений при развитых процессах окисления. В то же время, исходя из статистически установленного факта связи промышленной значимости месторождений и характера распределения в нем золота с его формационной принадлеж-

ностью, определение последней имеет весьма важное значение для предварительной оценки рудопроявлений. Не менее важно выявление формационной принадлежности оруденения и для объективного металлогенического анализа.

Детальное изучение типоморфных свойств минералов из золоторудных месторождений и проявлений различной формационной принадлежности позволило установить ряд индикаторных признаков, которые можно использовать для формационной типизации. Такие признаки выявлены и статистически обработаны для основных сквозных минералов рудных тел (см. табл. 1), к которым относятся кварц, арсенопирит, пирит, сфалерит, золото, карбонаты и др.

Кварц золоторудных месторождений ВКСО — доминирующий минерал рудных тел практически всех формаций. Во многих неразведанных проявлениях золота это нередко и единственный минерал, устойчивый в поверхностных условиях. По некоторым текстурно-структурным признакам (сферолитовые,

1. Индикаторные минералогические признаки формационной принадлежности золотого оруденения Верхояно-Колымской складчатой области

Минералы, ассоциации	Признаки	Формации				
		золото-кварцевая малосульфидная	золото-редкометалльная	золото-серебряная	золото-сурьмяная полигенная	золото-серебро-полиметаллическая полигенная
Минеральные	—	Сульфантимонитов свинца, меди, железа	Никелин-герсдорфитовая; сульфотеллуридно-висмутовая	Арсенопирит-марказитовая; фрейбергит-серебро-сульфантимонитовая	Ауростибит-самородно-металлическая; пирит-бертьерит-антимонитовая	Овихит-фрейбергит-галенитовая
Кварц	$V_{э.я.}$ ЕТЛ СКС, % $Li_2O$ $H_2O$ , % K/Na Примеси	<113 $I_1 > I_2$ 50—60 <15 0,1—0,2 1,5—2 As > 70	>113 $I_1 < I_2$ >60 20—80 0,1—0,15 1,2—1,8 Bi > 100	>113 Один пик <45 >200 >0,2 2-3 Sb > 70	>113 Один пик 40—50 >200 <0,1 2—3 —	>113 Один пик 40—50 >200 <0,1 >3 —
Арсенопирит	S/As Au/Ag (Pb·Sb):(Co·Ni) (Cu·Zn):(Co·Ni) Примеси	>1,05 2—4 300—400 0,5—1,5 —	<1 1—3 <1 <0,1 Bi > 2000	>1,1 <0,3 >3000 >100 Cu > 500; Sb > 4000	1—1,05 >100 100—300 <0,1 Sb-1000—3000	1—1,05 0,3—0,8 800—1200 50—100 Pb > 1000
Пирит	Au/Ag (Pb·Sb):(Co·Ni) (Cu·Zn):(Co·Ni) Примеси	1—2 2—3 <1 —	— — — —	<0,5 10—30 20—50 Sb 1000—3000	>20 3—10 1—10 Sb 3000	0,5—1 <1 1—3 Sn > 50
Сфалерит	Fe, % Cd, %	3—10 >0,4	— —	>5 —	<3 —	<2 —
Галенит	Примеси	Ag > 2000; Bi > 4000	Bi > 10 000	Bi, Se > 10 000	—	Ag, Sb > 2000
Блеклая руда	Ag, % Примеси	<10 Bi-10—500, Zn > Fe	— Bi > 10000	>15 Fe > Zn	<1 —	>10—25 As > 10 000
Золото	Au, ‰ Примеси	>700 Pb > 400	500—1000 Bi > 400	<700 Sb > 1000	>980 Sb, Fe > 1000	<700 Sn > 10

Примечание. В полигенных формациях приведены минералогические признаки минералов позднего этапа; содержание примесей в г/т; объем элементарной ячейки в  $\text{Å}^3 \cdot 10^3$ .

2. Мультипликативные отношения элементов в арсенопирите и пирите месторождений различной формационной принадлежности

Формация	Минерал	Ag-Sb Co-Ni	Sb-Pb Co-Ni	Cu-Zn Co-Ni	Pb-Sb Cu-Zn
Золото-кварцевая малосульфидная	Арсенопирит	0,22	2,1	0,14	16,0
Золото-редкометалльная	То же	0,004	0,026	0,03	0,8
Золото-серебряная	«	710	1460	205	7,1
Золото-сурьмяная	Арсенопирит*	0,04	0,28	0,09	3,0
Золото-серебро-полиметаллическая	То же	5,6	33,4	25,9	1,3
Золото-кварцевая малосульфидная	Пирит	0,03	1,9	0,5	1,2
Золото-серебряная	То же	605	18,7	27,3	6,9
Золото-сурьмяная	Пирит*	0,3	6,0	4,5	1,3
Золото-серебро-полиметаллическая	То же	1,7	0,8	2,0	0,4

\* Регенерированные разновидности.

шестоватые, криптозернистые, колломорфные агрегаты и их сочетание) с определенной долей уверенности можно диагностировать кварц месторождений близповерхностной золото-серебряной формации. Для других формационных типов месторождений это сделать затруднительно. В таких случаях используются индикаторные признаки кварца, приведенные в табл. 1: объем элементарной ячейки  $V_{э.я.}$ , естественная термолюминесценция ЕТЛ, степень кристаллического совершенства СКС, содержание оксида лития и присутствие элементов-примесей. Как видно из таблицы, кварц месторождений золото-серебряной формации по ряду признаков ( $V_{э.я.}$ , ЕТЛ, СКС, содержание  $Li_2O$ ) весьма сходен с регенерированным кварцем полигенных формаций, что отражает специфику образования их в малоглубинных условиях, и по этим же параметрам существенно отличается от кварца месторождений золото-редкометалльной и золото-кварцевой малосульфидной формации. Существенно отличается кварц месторождений различной формационной принадлежности и по элементам-примесям. Кварцу месторождений малосульфидной золото-кварцевой формации свойственны высокие содержания (в г/т) As — 78, Pb — 27, Cu — 23, Hg — 46 ( $n=141$ ), золото-редкометалльной — W — 54, Bi — 103 ( $n=37$ ), золото-серебряной Sb — 75, Ag — 21 ( $n=18$ ).

Арсенопирит, присутствующий в месторождениях всех формационных типов ВКСО, типоморфен в отношении их идентификации главным образом по содержанию элементов-примесей, в меньшей мере по составу (см. табл.1). В частности, арсенопирит золоторудных месторождений ВКСО, за исключением месторождений золото-редкометалльной формации, характеризуется избытком серы. В последней преобладает первая генерация арсенопирита — высокомышьяковистая. Подобный ранний арсенопирит встречается и в ряде месторождений малосульфидной золото-кварцевой формации, локализованных в зонах ближайшего экзоконтакта гранитоидных массивов (Тарбаганах, Игуменовское, Восточ-

ное). Весьма показательным является наличие в месторождениях золото-серебряной формации высокосурьмянистого арсенопирита (до 15 % Sb, в среднем 5,2 %,  $n=29$ ), образующего обособленные фазы в обычном арсенопирите.

Геохимическая информативность арсенопирита в формационном расчленении связана с ведущей ролью одного или нескольких элементов-примесей или их отношений в той или иной формации. Если принять содержание примесей в арсенопирите месторождений малосульфидной золото-кварцевой формации за сравнительный эталон, то по данным как атомно-абсорбционного, так и приближенно-количественного спектрального анализа станут совершенно очевидны геохимические особенности арсенопирита каждой формации. Арсенопириту месторождений золото-редкометалльной формации свойственны, например, высокие концентрации кобальта и никеля (первые проценты), их отношение всегда более 5, а также существенная примесь ( $>2000$  г/т) висмута. Арсенопирит из месторождений золото-серебряной формации, помимо высокого и неравномерного содержания сурьмы, характеризуется низким ( $<0,3$ ) золото-серебряным отношением и повышенными концентрациями меди ( $>500$  г/т). Существенны отличия регенерированного арсенопирита полигенных месторождений от арсенопирита месторождений малосульфидной золото-кварцевой формации прежде всего в преобладании никеля над кобальтом. Кроме того, в регенерированном арсенопирите из месторождений золото-сурьмяной формации почти на два порядка возрастает золото-серебряное отношение, тогда как в их аналогах из месторождений золото-серебро-полиметаллической формации оно существенно снижается ( $<1$ ) при значительном повышении концентраций (в 4—8 раз) свинца.

Еще более впечатляюще отличия арсенопирита золоторудных формаций по мультипликативному отношению геохимических ассоциаций элементов. В качестве таковых выбраны отношения произведения содержаний следующих элементов, характеризующих ассоциации: сульфосольную — Ag и Sb, Sb и Pb, полиметаллов — Cu и Zn и раннюю сульфидную — Co и Ni. Из табл. 2 видна индивидуальность арсенопирита каждой из выделенных формаций по мультипликативным отношениям этих компонентов. При близости значений одного из таких отношений в арсенопирите разных формаций они несопоставимы по другим. Таким образом, комбинация признаков по геохимическим мультипликативным отношениям ассоциаций элементов в арсенопирите, впервые применяемая для формационного расчленения месторождений на минеральном уровне, позволяет однозначно определить формационную принадлежность оруденения.

Индивидуальность арсенопирита сравнимых формаций отчетливо выделяется и по результатам математической обработки аналитических данных: кластерного и корреляционного анализа, метода главных компонент, линейной зависимости его золотоносности от содержания элементов-примесей. Кластерный анализ показывает разрыв довольно прочных связей Au-Ag в арсенопирите месторождений золото-редкометалльной и золото-серебряной формаций, Co-Ni в арсенопирите месторождений

малосульфидной золото-кварцевой формации. Следует отметить, что при всех способах математической обработки результатов выявляется тесная взаимосвязь элементов, определяющих геохимический тип той или иной формации.

Информативность типоморфных признаков пирита, хотя он и является сквозным минералом всех золоторудных месторождений, значительно меньше по сравнению с арсенопиритом. При этом границы ряда признаков для пирита из месторождений различной формационной принадлежности нередко перекрываются. Можно наметить тенденцию увеличения концентраций мышьяка в пирите от месторождений золото-редкометалльной формации (до 0,3 %) к золото-кварцевой (до 0,75 %), затем к золото-серебряной (до 1 %). И только в регенерированном пирите его содержания чаще всего находятся в интервале 1,5–2 %. С высокими содержаниями сурьмы в регенерированном пирите связано появление в золото-сурьмяных месторождениях стибнопирита. Очень сходно с арсенопиритом поведение в пирите золото-серебряного отношения (см. табл. 1). Можно также указать на высокие концентрации меди (900 г/т) для пирита месторождений золото-серебряной формации и на низкое (<0,1) кобальт-никелевое отношение. Высокие содержания свинца и цинка (>3000 г/т) и частая встречаемость олова свойственны регенерированному пириту золото-серебро-полиметаллической формации. Менее контрастны и мультипликативные геохимические признаки для пирита разной формационной принадлежности, за исключением отношения  $(Ag-Sb):(Co-Ni)$  (см. табл. 2).

Признаки формационной принадлежности сфалерита обусловлены его составом. В частности, сфалерит месторождений золото-серебряной формации наиболее железистый, с четким максимумом в интервале 9–10 %, в то время как для сфалерита месторождений золото-кварцевой формации при широких вариациях содержания железа основной пик приходится на интервал 6–7 %. Более индикаторным типоморфным признаком для последнего является присутствие кадмия (0,4 %). Регенерированный сфалерит полиформационных месторождений относится к маложелезистой разновидности.

Для галенита индикаторными признаками служат прежде всего элементы-примеси, к которым относятся серебро, висмут, сурьма и селен, отражающие механическую или изоморфную природу этих элементов. Галениту месторождений золото-кварцевой формации свойственны высокие содержания серебра и висмута как отражение твердого раствора в галените  $\alpha$ -матильдита. Для галенита из золото-серебряных месторождений типичны примеси висмута и селена, из золото-редкометалльных наличие одного висмута или сочетание последнего с теллуrom и серебром.

В качестве формационных признаков блеклой руды выступают примеси серебра (>15 % в блеклой руде золото-серебряной формации и практически отсутствующие в золото-сурьмяной), висмута (>1 % в золото-редкометалльной), мышьяка в регенерированной блеклой руде полигенных золото-серебро-полиметаллических месторождениях. Золото как профилирующий элемент и минерал золоторудных месторождений может служить формационным признаком как по своим морфологическим особенностям, так и по содержанию примесей, главная из которых — серебро. Мелкое, практически нероссыпеобразующее золото свойственно месторождениям золото-редкометалльной и золото-сурьмяной формаций с широкими вариациями пробности — ниже 700 ‰ для первой и весьма высокопробной (>950) для второй. Наиболее существенные примеси в золоте месторождений различной формационной принадлежности приведены в табл. 1.

Индикаторные формационные признаки отмечаются также и для ряда других минералов, таких как карбонаты и антимонит.

Итак, можно констатировать, что в случае отсутствия типоморфных минеральных ассоциаций золоторудных формаций в качестве индикаторных могут быть использованы скрытые признаки, связанные с типоморфными особенностями минералов каждой формации. Достаточно 3–4 признаков по таким минералам, как кварц или арсенопирит, или совокупность признаков по 2–3 другим минералам для уверенного определения формационной принадлежности золотого оруденения.

## Изоморфизм двухвалентных металлов в блеклых рудах

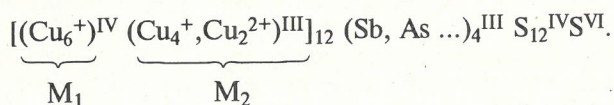
В.П.САМУСИКОВ

Блеклые руды характеризуются большим разнообразием по составу. Их обобщенная формула  $A_{12}X_4S_{13}$ , где А — медь и замещающие ее элементы-металлы (Ag, Fe, Zn, Hg, Cd, иногда Sn, Pb, Mn, Co); X — обычно As, Sb, реже Bi, Te; S — сера и иногда селен. Внутри каждой группы элементы могут изоморфно замещать друг друга. Элементарная ячейка кубическая, объемно-центрированная, пространственная группа  $I43m$ . Структурные особенности блеклых руд наиболее детально изучены Б.Д. Вюншем [15]. По его данным, атомы металлов в элементарной ячейке занимают две кристаллографически независимые

позиции: тетраэдрическую —  $M_1$  и тригональную —  $M_2$ . В «незамещенном» тетраэдрите (из металлов присутствует только Cu) на половину элементарной ячейки приходится шесть атомов в позиции  $M_1$  и шесть атомов в позиции  $M_2$ . Для соблюдения баланса валентностей предполагается, что 10 атомов Cu одновалентны и два атома двухвалентны, причем последние находятся в тригональной позиции. Полуметаллы имеют тригональную координацию. Из 13 атомов серы 12 находятся в тетраэдрической координации и один в октаэдрической. Исходя из этих данных, кристаллохимическую формулу «неза-



мещенного тетраэдрита» можно записать в следующем виде:

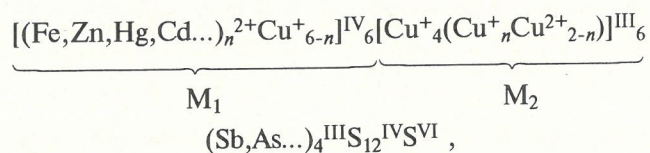


В отношении двухвалентной меди и замещающих ее элементов (в основном это Fe, Zn) у исследователей нет единого мнения [2]. Причиной многолетней дискуссии является необычное изменение размера элементарной ячейки ( $a_0$ ) при вхождении в нее вышеупомянутых двухвалентных металлов. Размеры ионных радиусов  $Cu^{2+}$ , с одной стороны, и  $Fe^{2+}$ ,  $Zn^{2+}$  — с другой, практически одинаковы (по Белову—Бокию они соответственно равны 0,80, 0,80, 0,83 Å). Теоретически их взаимозамещение не должно влиять на размер элементарной ячейки, фактически же при вхождении в решетку  $Fe^{2+}$  и  $Zn^{2+}$  («замещенный» тетраэдрит)  $a_0$  увеличивается с 10,319 до 10,383 Å [9].

Некоторые исследователи отрицают присутствие  $Cu^{2+}$  и считают, что Fe, Zn и другие двухвалентные металлы замещают  $Cu^+$ , а для сохранения электронной нейтральности структуры предполагается образование вакансий в решетке [1]. По схеме, предложенной Н.Н.Мозговой и А.И.Цепиным, вместо  $Cu^{2+}$  должна быть  $Cu^{3+}$ , при этом «двухвалентные металлы... заполняют пустоты каркаса без дополнительного вытеснения меди» [2, с. 157]. Иными словами, речь идет об изоморфизме внедрения. Большинство исследователей признают наличие  $Cu^{2+}$ , но некоторые из них считают, что она должна находиться не в тригональной, а в тетрагональной позиции [12]. Интересный вариант гетеровалентного изоморфизма предложен А.С. Поваренных [3]. По его мнению, атомы  $Cu^{2+}$  находятся в тригональной позиции, но замещаются другими двухвалентными металлами не напрямую, а опосредованно, т.е. Fe, Zn, Hg и др. оккупируют места  $Cu^+$  в тетрагональной позиции, а для сохранения электронной нейтральности структуры соответствующее число атомов  $(Cu^{2+})^{III}$  замещается одновалентной медью.

Следует отметить, что местоположение двухвалентных металлов, замещающих медь, к этому времени еще не было доказано рентгеноструктурными методами. Возможно поэтому данная гипотеза не получила должного признания у исследователей. Позднее аналогичными рентгеноструктурными исследованиями занимались Р.Кальбскопф [10], С.Каваи и др. [11], Л.Н.Каплунник [1], Р.Петерсон и др. [13]. Ртуть, по данным Р.Кальбскопфа и Л.Н.Каплунника, занимает места в позиции  $M_1$ . В отношении Fe и Zn нет единого мнения. По данным С.Каваи с соавторами, эти элементы, как и Hg, находятся в позиции  $M_1$ , а по данным Р.Петерсона и И.Миллера, — в позиции  $M_2$ . Для нашей модели этот вопрос является принципиальным, поэтому по предложению автора аналогичные исследования были выполнены И.В.Рождественской и Н.В.Заякиной [4]. Проведено детальное изучение четырех природных монокристаллических образцов изоморфного ряда тетраэдрит—фрейбергит с различным соотношением железа и цинка. Полученные результаты согласуются с данными С. Каваи и др. [11], т.е. эти элементы в структуре элементарной ячейки занима-

ют позиции с четверной координацией —  $M_1$ . Можно предполагать, что и другие элементы, замещающие  $Cu^{2+}$ , также занимают места в четверной координации, поскольку тройная координация для двухвалентных металлов в сульфидах и сульфосолях не характерна. Именно на этом и было основано предположение А.С.Поваренных о гетеровалентном изоморфизме [3]. С учетом изложенного, кристаллохимическую формулу «замещенного» тетраэдрита можно представить в следующем виде:



где  $n \leq 2$ .

Изменения, происходящие в элементарной ячейке при вхождении в нее двухвалентных металлов, наиболее удобно рассмотреть на примере «Cd-замещенного» тетраэдрита. По данным Р.Патрика и А.Холла [12], для синтетического тетраэдрита состава  $Cu_{10}Cd_2Sb_4S_{13}$  размер ячейки 10,50 Å. Разница с незамещенным тетраэдритом составляет 0,18 Å или в расчете на один атом — 0,09 Å. В то же время, ионный радиус  $Cd^{2+}$  практически совпадает с радиусом  $Cu^+$  (0,99 и 0,98 Å соответственно), т.е. размер ячейки при данном замещении не должен меняться. Поскольку одновременно с этим в позиции  $M_2$  происходит замещение двухвалентной меди на одновалентную ( $Cu^{2+} \rightarrow Cu^+$ )<sup>III</sup> и учитывая, что ионный радиус  $Cu^{2+} = 0,80$ , а  $Cu^+ = 0,98$  Å, напрашивается вывод: именно это замещение и обуславливает увеличение размера элементарной ячейки. Иными словами, при вхождении в структуру элементарной ячейки двухвалентных металлов, замещающих медь, на  $a_0$  действуют одновременно два фактора. Один из них во всех случаях увеличивает  $a_0$  на 0,90 Å (в расчете на один атом)\* за счет замещения в позиции  $M_2$  двухвалентной меди на одновалентную, а действие другого определяется соотношением ионных радиусов одновалентной меди в позиции  $M_1$  и замещающих ее элементов. Если радиусы последних меньше радиуса  $Cu^+$  (т.е. < 0,98 Å), то ячейка должна частично сжиматься, и общее ее увеличение будет меньше 0,090 Å (в расчете на один атом). Если же ионные радиусы элементов, замещающих  $Cu^+$ , превышают ее радиус (т.е. > 0,98 Å), то будет происходить дополнительное расширение ячейки, и общее ее увеличение должно быть больше 0,09 Å. С этих позиций Fe и Zn при вхождении в решетку непосредственно сами не увеличивают, а уменьшают размер ячейки, наблюдаемое же ее увеличение обусловлено переходом ( $Cu^{2+} \rightarrow Cu^+$ )<sup>III</sup>.

Интересно сравнить результаты воздействия на размер ячейки, с одной стороны, Fe(Zn), с другой — Ag. Они существенно различаются между собой по размеру ионных радиусов ( $Fe^{2+} = 0,80$ ,  $Zn^{2+} = 0,83$ ,  $Ag^+ = 1,13$  Å), но увеличение  $a_0$  от них практически одинаковое: Fe(Zn) — 0,031 [8], Ag — 0,035 Å [5]. Серебро замещает одновалентную медь в позиции

\* Учитывая, что природные образцы блеклых руд по ряду параметров отличаются от синтетических, возможно, эта цифра для природных «Cd-замещенных» тетраэдритов будет иная.

Номер зерна	Номер среза	Число анализов	Cu	Fe	Zn	Hg	Ag	Sb	As	S	$\Sigma$	$a_0$		$\Delta a_0(\text{Hg})$	$\Delta a'_0(\text{Hg})$
												фактическое	расчетное		
2	1	6	$\frac{30,54}{8,99}$	$\frac{0,56}{0,19}$	$\frac{1,65}{0,47}$	$\frac{17,28}{1,61}$	$\frac{2,85}{0,49}$	$\frac{21,31}{3,27}$	$\frac{3,71}{0,93}$	$\frac{22,35}{13,04}$	$\frac{100,25}{29}$	10,48	10,480	0,161	0,100
	2	9	$\frac{30,01}{8,95}$	$\frac{0,50}{0,17}$	$\frac{1,69}{0,49}$	$\frac{17,92}{1,69}$	$\frac{3,46}{0,61}$	$\frac{18,62}{2,90}$	$\frac{4,15}{1,05}$	$\frac{22,25}{13,15}$	$\frac{98,60}{29}$		10,481	0,162	0,096
3	1	4	$\frac{31,87}{9,29}$	$\frac{0,83}{0,27}$	$\frac{1,76}{0,50}$	$\frac{16,18}{1,49}$	$\frac{2,69}{0,46}$	$\frac{22,50}{3,42}$	$\frac{3,31}{0,82}$	$\frac{22,17}{12,78}$	$\frac{101,31}{29}$	10,48	10,472	0,153	0,103
	2	6	$\frac{31,70}{9,27}$	$\frac{0,65}{0,22}$	$\frac{1,85}{0,53}$	$\frac{15,74}{1,46}$	$\frac{3,16}{0,54}$	$\frac{21,75}{3,32}$	$\frac{3,20}{0,79}$	$\frac{22,20}{12,87}$	$\frac{100,25}{29}$		10,467	0,148	0,103
6	1	3	$\frac{31,00}{9,06}$	$\frac{0,62}{0,21}$	$\frac{1,32}{0,38}$	$\frac{18,58}{1,72}$	$\frac{3,33}{0,57}$	$\frac{20,72}{3,17}$	$\frac{4,27}{1,06}$	$\frac{22,16}{12,84}$	$\frac{102,00}{29}$	10,48	10,483	0,164	0,095
	2	4	$\frac{30,23}{9,09}$	$\frac{0,26}{0,09}$	$\frac{1,52}{0,45}$	$\frac{18,04}{1,71}$	$\frac{4,05}{0,72}$	$\frac{19,26}{3,02}$	$\frac{4,38}{1,12}$	$\frac{21,51}{12,81}$	$\frac{99,25}{29}$		10,483	0,164	0,095
9	1	3	$\frac{32,69}{9,39}$	$\frac{0,80}{0,26}$	$\frac{1,78}{0,50}$	$\frac{16,78}{1,53}$	$\frac{2,70}{0,46}$	$\frac{21,13}{3,17}$	$\frac{3,50}{0,86}$	$\frac{22,57}{12,85}$	$\frac{101,95}{29}$	10,47	10,464	0,145	0,095
	2	7	$\frac{31,22}{9,37}$	$\frac{0,60}{0,20}$	$\frac{1,66}{0,48}$	$\frac{16,38}{1,56}$	$\frac{3,92}{0,69}$	$\frac{21,16}{3,31}$	$\frac{2,57}{0,65}$	$\frac{21,39}{12,72}$	$\frac{98,91}{29}$		10,449	0,139	0,090
10	1	6	$\frac{32,40}{9,29}$	$\frac{1,62}{0,53}$	$\frac{3,78}{1,05}$	$\frac{6,98}{0,64}$	$\frac{4,61}{0,78}$	$\frac{26,04}{3,90}$	$\frac{0,66}{0,16}$	$\frac{22,28}{12,66}$	$\frac{98,37}{29}$	10,46	10,390	0,071	0,110
	2	3	$\frac{32,12}{9,29}$	$\frac{1,18}{0,39}$	$\frac{3,69}{1,04}$	$\frac{8,66}{0,79}$	$\frac{5,13}{0,87}$	$\frac{25,45}{3,84}$	$\frac{0,74}{0,18}$	$\frac{21,97}{12,60}$	$\frac{98,94}{29}$		10,394	0,075	0,096

Примечание. В числителе — содержание элементов в %, в знаменателе — формульные коэффициенты;  $\Delta a_0(\text{Hg})$  — общее увеличение  $a_0$  от вхождения Hg;  $\Delta a'_0(\text{Hg})$  — увеличение  $a_0$  в расчете на один атом в формуле.

$M_2$  [4]. Это можно объяснить тем, что при вхождении в решетку  $\text{Ag}^+$  никаких побочных преобразований в ячейке не происходит и увеличение  $a_0$  зависит только от разницы ионных радиусов  $\text{Cu}^+$  (0,98) и  $\text{Ag}^+$  (1,13 Å). Для сравнения можно отметить, что это увеличение сопоставимо с изменением  $a_0$  при замещении мышьяка сурьмой, где тоже нет побочных преобразований. Разница ионных радиусов у них 0,21 Å, ( $\text{As}^{3+}$  0,69,  $\text{Sb}^{3+}$  0,90 Å), увеличение  $a_0$  0,039 [8].

Показательным примером для проверки наших представлений может служить ртуть. Ионный радиус  $\text{Hg}^{2+}$  (1,12 Å) практически одинаков с таковым  $\text{Ag}^+$ . И тот, и другой элемент замещают  $\text{Cu}^+$ , и с чисто геометрических позиций их влияние на размер элементарной ячейки должно быть одинаковым. Однако, поскольку по нашей схеме изоморфизма двухвалентных металлов ионный радиус  $\text{Hg}^{2+}$  больше 0,98 Å, при ее вхождении в решетку увеличение размера элементарной ячейки на один атом в формуле ( $\Delta a_0$ ) должно быть больше 0,90 Å. В связи с этим нами произведен расчет  $\Delta a_0$  18 анализов, опубликованных различными авторами [2, 6, 7, 14]. При выборе анализов были приняты следующие ограничения: сумма  $100 \pm 2$  %, содержание Hg более 1 атома в формуле, содержание Ag до 10 % (в этом интервале зависимость  $a_0$  от содержания Ag линейная), содержание других элементов-примесей (Bi, Cd, Pb) десятые доли процента. Для приведения анализов к одинаковым условиям за начальную точку отсчета принят размер элементарной ячейки «незамещенного» тетраэдрита (10,319 Å), т.е. влияние всех других элементов, кроме ртути, исключается

путем введения соответствующих поправок ( $a_0$  расчетное). Приняты следующие поправки в расчете на один атом в формуле: As 0,03, Fe(Zn) 0,031 [8], Ag 0,035 [5], Bi 0,093 Å [2]. Поправка для As положительная, для остальных элементов отрицательная. Увеличение размера элементарной ячейки от вхождения ртути ( $\Delta a_0 \text{ Hg}$ ) определялось как разница между  $a_0$  расчетное и  $a_0$  «незамещенного» тетраэдрита (т.е.  $\Delta a_0 \text{ Hg} = a_0 \text{ расчетное} - 10,319 \text{ Å}$ ). Затем производился расчет на один атом в формуле ( $\Delta a'_0 \text{ Hg}$ ). Формульные коэффициенты вычислялись, исходя из 29 атомов в ячейке. В итоге мы установили, что  $\Delta a'_0 \text{ Hg}$  колеблется от 0,088 до 0,125 Å, среднее 0,100 Å.

Кроме литературных данных, нами изучены ртутьсодержащие блеклые руды из золото-ртутно-сурьмяного месторождения Ключос (Якутия, Куларский район). Судя по нашим образцам, одна из возможных причин большого разброса  $\Delta a'_0 \text{ Hg}$  — мозаичная микронеоднородность распределения ртути во многих зернах, причем колебания ее содержания достигают 15 % в пределах одного зерна. Оптически эта неоднородность не видна, и выбрать гомогенный участок для рентгена можно лишь при сканировании в характеристическом рентгеновском излучении ртути. Из 20 изученных нами зерен только пять оказались пригодными для рентгена. Для большей уверенности эти зерна изучены на микрозонде в двух срезах. После изучения в плоскости сканирования (срез 1) зерна срезались (сошлифовывались) на величину порядка 0,1 мм и в этом срезе снова производилось микрозондирование (срез 2). В каждом срезе произведено от 3 до 10 анализов (точки микро-

зондирования). Результаты микросондовых и рентгеновских анализов представлены в таблице. Состав определялся на микросонде «Camebax-Micro», напряжение 20 кВ, ток 17 нА; аналитические линии: Cu, Fe, Zn, S — K $\alpha$ ; Ag, As, Sb — L $\alpha$ ; Hg — M $\alpha$ . Эталоны — природные минералы и интерметаллы. Съемка рентгенограмм выполнена в камере диаметром 57,3 мм, внутренний стандарт Si, излучение — Fe, K $\alpha$ , ошибка в определении параметров  $\pm 0,01$  Å. Как видно из таблицы, приращение элементарной ячейки на один атом Hg в формуле колеблется от 0,090 до 0,110 Å, среднее — 0,098 Å. Полученные нами данные практически совпадают с данными Н.Н.Мозговой, А.И.Цепина [2] и согласуются с рассмотренной моделью изоморфизма двухвалентных металлов.

Таким образом, на основании изложенного, можно сделать вывод, что при вхождении двухвалентных металлов в структуру блеклых руд на размер элементарной ячейки одновременно действуют два фактора. Один из них определяется разностью ионных радиусов одновалентной и двухвалентной меди, другой — разностью ионных радиусов одновалентной меди и замещающих ее двухвалентных металлов. С этих позиций можно предсказать, что для Co<sup>2+</sup> и Mn<sup>2+</sup> увеличение  $a_0$  (в расчете на один атом) будет меньше 0,090, т.к. их ионные радиусы меньше 0,98 Å (радиус Cu<sup>+</sup>), а для Sn<sup>2+</sup> и Pb<sup>2+</sup> оно должно быть больше 0,090 Å, поскольку их ионные радиусы превышают радиус Cu<sup>+</sup> (по Белову—Бокию, Co — 0,78, Mn — 0,91, Sn — 1,02, Pb — 1,26 Å).

Автор выражает искреннюю признательность Л.А.Павловой и Н.В.Заякиной за выполнение микросондовых и рентгеновских анализов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каплунник Л.Н., Победимская Е.А., Белов Н.В. Кристаллическая структура швацита // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. № 1. С. 105—107.
2. Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блеклые руды. — М.: Наука, 1983.
3. Поваренных А.С. Про изоморфни заміщення в тетраэдриті // Доп. Акад. УРСР. 1965. № 8. С. 1082—1084.
4. Рождественская И.В., Заякина Н.В., Самусиков В.П. Особенности кристаллической структуры блеклых руд ряда тетраэдрит—фрейбергит // Минералогический журнал. 1993. № 2. С. 9—17.
5. Самусиков В.П., Заякина Н.В., Лескова Н.В. Зависимость размера элементарной ячейки блеклых руд от концентрации серебра // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 2. С. 468—471.
6. Спиридонов Э.М. О видах и разновидностях блеклых руд и рациональной номенклатуре минералов группы // Новые данные о минералах. М., 1985. Вып. 32. С. 128—146.
7. Спиридонов Э.М., Чвилева Т.Н. О влиянии ртути на некоторые оптические свойства блеклых руд // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 1. С. 178—181.
8. Charlat M., Levy C. Influence des principal substitutions sur les parametre cristallin dans la serie tennantite — tetraehedrite // Bul. Soc. franc. miner. et cristallogr. 1975. Vol. 98. № 2—3. P. 152—158.
9. Hall A. I. Substitution of Cu by Zn, Fe and Ag in synthetic tetraehedrite // Bul. Soc. franc. miner. et cristallogr. 1972. Vol. 95. № 5. P. 583—594.
10. Kalbskopf R. Die koordination des Quecksilbers in Schwazit // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1971. Bd. 16. S 173—175.
11. Kawai S., Ito Y., Kiriyama R. Magnetic susceptibility, mossbauer effect and conductivity in sphalerite and tetraehedrite // Journ. Miner. Soc. Jap. 1972. Vol. 10. P. 487—498.
12. Patrick R.A., Hall A.J. Silver substitution into synthetic zinc, cadmium and iron tetraehedrites // Mineral. Mag. 1983. Vol. 47. P. 441—451.
13. Peterson R.C., Miller I. Crystal structure and cation distribution in freibergit and tetraehedrite // Miner. Mag. 1986. Vol. 50. № 358. P. 717—721.
14. Roikovic J., Kristin I. Dependence of some physical properties of tetraehedrites on their chemical composition in the Rudnany deposit // Geol. zb. 1978. Vol. 29. P. 295—306.
15. Wuensch B.J. The cristal structure of tetraehedrite Cu<sub>12</sub>Sb<sub>4</sub>S<sub>13</sub> // Ztsch. Kristallogr. 1964. Vol. 119. P. 437—453.

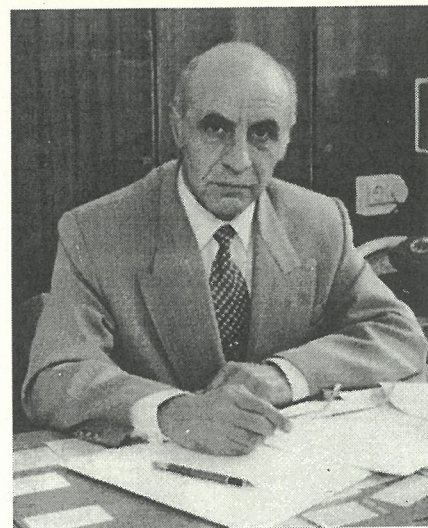
## 60-летие Левона Вагановича Оганесяна

Левон Ваганович Оганесян — начальник Управления анализа и перспективного развития Министерства природных ресурсов Российской Федерации, доктор геолого-минералогических наук, действительный член Российской Академии естественных наук и Международной Академии минеральных ресурсов, заместитель главного редактора журнала «Отечественная геология», член редколлегии журнала «Минеральные ресурсы России. Экономика и управление».

Удачные сочетания широкой эрудиции и творческих начал, высокого профессионализма, целеустремленности и организационных способностей позволили Л.В.Оганесяну внести большой вклад в теоретическую и прикладную геологию.

После окончания в 1959 г. геологического факультета Ереванского государственного университета, Л.В.Оганесян прошел путь от техника-геолога до ученого секретаря и руководителя отдела института, начальника и главного геолога геологических партий, начальника Управления МПР России. В первые годы трудовой деятельности (1959—1961 гг.) и в годы учебы в аспирантуре Московского геологоразведочного института (1961—1965 гг.) Л.В.Оганесян зани-

мался изучением медно-колчеданных, полиметаллических и медномолибденовых месторождений Армении. Им были разработаны и применены на практике новые модификации геохимических методов, ко-



торые позволили обнаружить новые рудные тела Кафанской группы месторождений.

В течение 10 лет он работал в экспедиции «Востоккварцсамоцветы» в районах Крайнего Севера (Якутия) начальником и главным геологом поисково-тематической партии.

Научные исследования Л.В.Оганесяна посвящены вопросам геологии и металлогении областей мезозойского вулканизма и древних щитов, прогноза и методики поисков месторождений, методологическим основам геохимических исследований и геологоразведочных работ.

В 1966–1970 гг. Л.В.Оганесян выполнял прогнозную оценку хрусталеносности территории СССР; в 1976–1986 гг. им проведены прогнозно-минерагенические исследования в Южно-Якутской, Верхоянской, Мамской хрусталеносных провинциях, что позволило значительно расширить минерально-сырьевую базу.

С новых позиций расшифрована геологическая история древнейших толщ Алданского щита и составлена минерагеническая карта этого региона, позволившая сосредоточить поиски месторождений на наиболее перспективных участках.

С 1986 г. Л.В.Оганесян работает в центральных аппаратах Министерства геологии РСФСР, Роскомнедра, МПР России на должностях начальника отдела, заместителя начальника управления, начальника управления. Он занимается проблемами оптимизации развития минерально-сырьевой базы России, анализом состояния минерально-сырьевой базы

мира и конъюнктуры мирового рынка минерального сырья. Л.В.Оганесян — один из ведущих составителей «Федеральной программы развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации на 1994–2000 годы», инициатор создания и участник реализации программы «Платина России».

С 1994 г. Л.В.Оганесяну поручено руководство межведомственной рабочей группой по подготовке ежегодных «Государственных докладов о состоянии минерально-сырьевой базы Российской Федерации».

Л.В.Оганесян — автор около 100 научных работ, которые охватывают широкий спектр его научно-практических интересов — от геологии четвертичных туфов до раннеархейских образований, золоторудных; от медноколчеданных, медно-молибденовых месторождений до хрусталеносных кварцевых жил и цветных камней; от классических геологических методов до математических методов и современных информационных технологий.

Л.В.Оганесян неоднократно представлял российскую геологическую науку на международных конференциях, конгрессах и других мероприятиях.

Л.В.Оганесян встречает свой юбилей в полном расцвете научно-организационной деятельности. Коллеги, друзья и последователи желают Левону Вагановичу доброго здоровья и новых успехов.

*Коллегия МПР РФ  
Редколлегия журнала*

Вниманию геологов-ученых,  
преподавателей вузов и техникумов,  
поисковиков и разведчиков недр  
предлагаются следующие работы:

**1. СИСТЕМА КОРЕННОЙ ИСТОЧНИК — РОССЫПЬ (Э.Д.Избеков).** — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1995. 15 п.л.

Разработана количественная концепция системы источник - россыпь. Методологической основой работы явилось единение разведочных данных, полевых наблюдений, экспериментов и понятийного моделирования. Показана возможность расчетов зависимости концентраций золота в россыпи от исходных концентраций в источнике, объемов и ориентировки рудных тел относительно оси долины, величины их среза и т.д. Найдены предельные концентрации золота разных фракций для поперечных, продольных и объемных (штокверковых) источников. Стоимость 7 долларов США.

**2. САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО ЯКУТИИ. Верхне-Индигирский район.** — Новосибирск: Изд-во ВО "Наука", 1992. 11,5 п.л.

Является первой сводкой по самородному золоту центральной и западной частей Главного металлогенического пояса Северо-Востока России. Цветные иллюстрации. Стоимость 5 долларов США.

**3. ЗОЛОТЫЕ САМОРОДКИ ЯКУТИИ.** — Новосибирск: Сибвнешторгиздат, 1994. 6 п.л.

Приведены паспортные данные с цветными фото самородков золота общим весом 32 кг. Стоимость 10 долларов США.

**4. САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО КУЛАРСКОГО РАЙОНА ЯКУТИИ.** — Новосибирск: Изд-во ВО "Наука", план III кв. 1997. 12 п.л.

Монографическая систематизация сведений по составу, крупности, морфологии и строению самородного золота заполярного Кулара, включая уникальное ртутистое золото крупного Кючюсского месторождения. Цветные фото. Стоимость 12 долларов США.

**5. РЕДКИЕ САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ И ИНТЕРМЕТАЛЛИДЫ КОРЕННЫХ И РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯКУТИИ.** — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. 6,4 п.л.

Самородки амальгамы серебра, сурьяно-ртутистое серебро, агвиларит, науманит золотосодержащих районов Якутии, топоминералогия платиновых минералов востока Сибирской платформы, интерметаллиды золота и висмута в рудах Депутатского и других редкометалльных месторождений - все эти и другие малоизвестные сведения. Стоимость 3 доллара США.

Заказы по адресу:

678861, г. Якутск, просп. Ленина, 39, ЯИГН СО РАН, лаборатория геологии коренных и россыпных месторождений золота.

Тел: (411-2)-44-58-71

Факс: (411-2)-44-57-08

E-mail: geo@yacc.yakutia.su

Оплата: ГРКЦ г. Якутск, р/сч. 100142724 БИК 049805001, ИНН 1435073912 (рублевый эквивалент)

## Contents

---

<i>Oleinikov B.V., Tomshin M.D., Kopylova A.G., Rikhvanov L.P.</i> Petrological and geochemical features of lateral zoning in mafic rocks of Middle Paleozoic rifts of the Siberian platform . . . . .	3
<i>Kornilova V.P.</i> Petrography and mineralogy of limy-alkaline lamprophyres and eruptive breccias of the Chompolo river basin . . . . .	6
<i>Oleinikov O.B., Kornilova V.P., Zaitsev A.I.</i> Micaceous peridotite from the Obnazhennaya kimberlite pipe as a product of crystallization of alkali-ultrabasic kimberlitic melt . . . . .	10
<i>Trunilina V.A., Orlov Yu.S., Roev S.P., Ivanov P.O.</i> Evolution of Mesozoic magmatism in Verkhoyanye-Kolyma Mesozoides . . . . .	12
<i>Bakharev A.G., Zaitsev A.I., Nenashev N.I., Izbekov P.E.</i> Structure and magmatism the Verkhneindigirskaya annular structure . . . . .	15
<i>Brakhfogel F.F., Zaitsev A.I., Shamshina E.A.</i> The age of kimberlitic magmatites as a basis for prognostic estimation of diamond potential for territories . . . . .	20
<i>Amuzinsky V.A., Ivanov G.S.</i> Gold metallogeny in the Verkhoyano-Cherskaya province . . . . .	24
<i>Okrugin A.V.</i> PGE-bearing placers in the Lenskaya province . . . . .	29
<i>Kostin A.V.</i> Prediction of large Ag deposits in Western Verkhoyanye (case: the Mangazeiskoye ore field) . . . . .	32
<i>Davydov Yu.V.</i> Metallogenic stages of formation of stratiform base metal ore deposits in Yakutia . . . . .	36
<i>Alpatov V.V., Amuzinsky V.A., Zayakina N.V., Argunov K.P., Afanasyev V.P., Borisenko A.S., Ivanov G.N.</i> A diamond from a gold-bearing placer of the Allakh-Yun'sky district in Yakutia . . . . .	39
<i>Camyanin G.N.</i> Mineralogical indications of formational affiliation of gold mineralization in the Verkhoyano-Kolymskaya folded area . . . . .	42
<i>Samusikov V.P.</i> Isomorphism of divalent metals in grey ores . . . . .	44
60-th anniversary Levon V. Oganessian . . . . .	47