

# РУДЫ И МЕТАЛЛЫ

---

**5/2012**

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

**Главный редактор Б.К.Михайлов**

Зам. главного редактора И.Ф.Мигачев  
Зам. главного редактора Н.И.Назарова

А.Н.БАРЫШЕВ  
Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ  
В.И.ВАГАНОВ  
С.С.ВАРТАНЯН  
А.В.ВОЛКОВ  
А.А.ГОЛОВИН  
Ю.К.ГОЛУБЕВ  
В.С.ЗВЕЗДОВ  
П.А.ИГНАТОВ  
А.И.ИВАНОВ  
М.М.КОНСТАНТИНОВ  
С.Г.КРЯЖЕВ  
В.В.КУЗНЕЦОВ  
Г.А.МАШКОВЦЕВ  
Г.В.РУЧКИН  
Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВА

УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ  
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ  
РОСНЕДРА МИНИСТЕРСТВА ПРИРОДНЫХ  
РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Издается при участии  
Международной академии минеральных ресурсов,  
Фонда им. академика В.И.Смирнова

**Москва ЦНИГРИ 2012**

Редакция: Н.И.Назарова, Г.В.Вавилова  
Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: Т.В.Лукина

Сдано в набор 25.09.12 г.  
Подписано в печать 03.10.12 г.  
Тираж 400 экз.

Формат 30×42 1/2  
Бумага листовая  
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ЦНИГРИ  
Телефон: 315-28-47  
Факс: 315-43-47  
E-mail: [rudandmet@yandex.ru](mailto:rudandmet@yandex.ru)  
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129, корп. 1

© «Руды и металлы», 2012

<b>VII Всероссийский съезд геологов</b>	<b>5</b>	<b>7th All-Russia Geologists' Congress</b>
<i>Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И.</i> Дора-Пильское рудное поле: строение, минералогия и геохимия среды рудообразования	7	<i>Fridovsky V.Y., Gamyanin G.N., Polufuntikova L.I.</i> Dora-Pil Ore Field: Structure, Mineralogy and Geochemistry of the Environment of Ore Formation
<i>Окунев А.Е., Фридовский В.Ю.</i> О перспективах открытия крупных золоторудных месторождений орогенного типа в терригенных отложениях Южного Верхоянья	22	<i>Okunev A.E., Fridovskiy V.Yu.</i> On the Prospects of the Opening of Large Gold Deposits of Orogenic Type in the Terrigenous Deposits of South Verkhoyanye
<i>Сясько А.А., Гриб Н.Н., Качаев А.В.</i> О перспективности золоторудных месторождений нового типа Алданского щита	30	<i>Syasko A.A., Grib N.N., Kachaev A.V.</i> About perspectives of gold ore deposits of new type of the Aldan shield
<i>Сясько А.А., Гриб Н.Н.</i> Прогноз ресурсов золоторудных месторождений по данным геохимического опробования	36	<i>Syasko A.A., Grib N.N.</i> Gold deposits resources forecast according to the data of the geochemical sampling
<i>Максимов Е.П.</i> К оценке потенциальной продуктивности на золото Томмотской магмо- и рудоконтролирующей зоны разломов, Центральный Алдан	43	<i>Maksimov E.P.</i> Of An assessment of potential efficiency on gold Tommotsky magma- and a ore-Controlling zone of breaks, Central Aldan
<i>Соловьев Е.Э., Фридовский В.Ю., Кычкин В.А.</i> Геофизические признаки контроля золоторудных месторождений в зонах разломов	51	<i>Solovyov E.Ed., Fridovsky V.Yu., Kychkin V.A.</i> Geophysical Features of the Control of Gold Ore Deposits in Fault Zones
<i>Олейников О.Б., Полуфунтикова Л.И., Павлов В.И., Этигясов С.И.</i> Особенности составов гранатов из мезозойских алмазоносных отложений северо-востока Сибирской платформы	58	<i>Oleinikov O.B., Polufuntikova L.I., Pavlov V.I., Etigjasov S.I.</i> Features of the compositions of garnets from diamondiferous sediments of Mesozoic north-east of the Siberian platform
<i>Бабушкина С.А., Алтухова З.А., Зайцев А.И.</i> Вещественный состав и изотопия пород трубки Запретная, Орто-Яргинское поле Якутской алмазоносной провинции	63	<i>Babushkina S.A., Altukhova Z.A., Zaitsev A.I.</i> Mineral composition and isotopy of rocks of the Zapretnaya pipe, Ortho-Yarginskoe field Yakutian diamondiferous province
<i>Пуляев Н.А.</i> Диафториты Алдано-Станового щита: условия образования, методы изучения, металлогеническая специализация	68	<i>Pulyaev N.A.</i> Diaphrotic rocks Aldano-Stanovoj shield: condition form, method them stady, metallogenic specialisation
<i>М.М.Иудин</i> Коэффициент Пуассона многолетнемерзлых горных пород	74	<i>Iudin M.M.</i> Poisson's ratio permafrost
<i>Дроздов А.В., Курилко А.С., Попов В.Ф.</i> Оценка изменения прочностных и емкостных показателей горных пород при формировании		<i>Drozдов A.V., Kurilko A.S., Popov V.F.</i> Assessment of alteration of strength and capacity indicators of rocks during cryolithozone for-

криолитозоны (на примере Якутской алмазодобывающей провинции)

78

mation (on the example of Yakutian diamondiferous province)

*Григорьев Б.В., Скрябин Р.М.*

О совершенствовании конструкций породоразрушающих инструментов для колонкового бурения с продувкой сжатым воздухом в условиях криолитозоны

85

*Grigoriev B.V., Skryabin R.M.*

About the improvement of the structures rock-destructive tools for core drilling with air purge in permafrost

### **Поздравляем с юбилеем**

### **Our congratulations**

Н.Г.Клименко

89

N.G.Klimenko

## VII Всероссийский съезд геологов — 24–26 октября 2012 г., г. Москва

Отечественное геологическое сообщество взаимодействует с государственными структурами посредством всероссийских съездов геологов, что определяет их высокую значимость.

Развитие минерально-сырьевой базы России происходит в условиях глобализации минерально-сырьевой базы (МСБ) при росте цен на минеральные ресурсы. Анализ динамики основных показателей мировой МСБ в конце XX – начале XXI веков (1995–2010 гг.) показал, что за этот период выросли запасы большинства основных твердых полезных ископаемых — железных руд, благородных, частично цветных металлов и неметаллических полезных ископаемых. В то же время, небывалый скачок в потреблении минерального сырья за этот же период создал предпосылки устойчивого нарастания дефицита существующих запасов большинства видов полезных ископаемых при недостаточных темпах их воспроизводства.

Исходя из основных принципов утвержденных Правительством РФ в 2003 г. «Основ государственной политики в области использования минерального сырья и недропользования», Министерством природных ресурсов России утверждена и исполняется «Долгосрочная государственная программа изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья» (ДГП). В межсъездовский период она неоднократно корректировалась и дополнялась, а также конкретизировалась через оперативные минерально-сырьевые программы и программы социально-экономического развития регионов. Заканчивается разработка Государственной программы воспроизводства природных ресурсов до 2030 г. Создан российский геологический холдинг, объединивший государственные геологоразведочные предприятия различного профиля, — ОАО «Росгеология».

В период посткризисного восстановления производства отмечается резкое снижение объемов работ по воспроизводству МСБ твердых полезных ископаемых, финансируемых из средств федерального бюджета. Их накопленное недофинансирование в рамках ДГП (в сопоставимых ценах) составило около 40%. В то же время, текущее и будущее минерально-сырьевое обеспечение экономики страны находится под влиянием ряда негативных факторов, из которых можно отметить следующие:

добыча большинства твердых полезных ископаемых в течение ряда лет не компенсируется приростом запасов на эксплуатируемых и новых объектах;

существенно сократился «поисковый задел» интенсивно добываемых полезных ископаемых, произошла убыль активных прогнозных ресурсов;

недостаточно вовлекается в процесс геологоразведки для обновления и расширения «поискового задела» избыточная масса прогнозных ресурсов категории  $P_3$  (Ni, Cu, Pb, Zn и проч.);

происходит истощение резервного ликвидного фонда объектов, предназначенного для создания альтернативных горнорудных и металлургических центров экономического развития и восполнения выбывающих мощностей действующих предприятий;

сохраняется зависимость отечественного импорта по целому ряду твердых полезных ископаемых;

ограничен масштаб добычи некоторых полезных ископаемых при значительных запасах, а внутреннее потребление обеспечивается за счет импорта;

отсутствует финансирование ранних стадий (прогноз, поиски) геологоразведочных работ (ГРР) ведущими горнодобывающими компаниями, обладающими высокой обеспеченностью запасами текущей добычи, в связи с высоким уровнем геологических и экономических рисков;

Кроме того, дальнейшее успешное развитие ГРР по воспроизводству МСБ и ее использованию сдерживается:

отсутствием долгосрочной национальной минерально-сырьевой стратегии;

износом основных фондов и снижением технической вооруженности предприятий; возрастающим кадровым дефицитом;

отсутствием актуализированной стадийности ГРР, в том числе обязательной для всех недропользователей;

несовершенством правового поля недропользования;

недостаточным финансированием мероприятий ДПП;

несовершенством конкурсной системы распределения госзаказов на ГРР и тематические работы;

практически не решенной проблемой переоценки месторождений нераспределенного фонда недр.

Обсуждение проблем МСБ России, направлений и путей ее развития, очевидно, будет основной целью и задачей участников съезда.

Так, на секции IV съезда будут обсуждаться вопросы воспроизводства МСБ твердых полезных ископаемых. Планируются выступления и доклады руководства Роснедра, директоров и сотрудников ведущих НИИ отрасли, а также представителей недропользователей.

Можно надеяться, что рекомендации съезда, направленные на повышение эффективности отечественного недропользования и воспроизводства МСБ России, будут использованы государственными структурами и, в первую очередь, Минприроды и Роснедра.

УДК 551.243 (571.56)

© В.Ю.Фридовский, Г.Н.Гамянин, Л.И.Полуфунтикова, 2012

**ДОРА-ПИЛЬСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ: СТРОЕНИЕ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ СРЕДЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ****В.Ю.Фридовский (Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова), Г.Н.Гамянин (ИГЕМ РАН, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН), Л.И.Полуфунтикова (Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова)**

*Приведены результаты анализа литохимических особенностей верхнетриасовых толщ Дора-Пильского рудного поля. Показано значение постседиментационных преобразований пород в подготовке среды рудообразования. Описаны основные многостадийные деформационные структуры. Рудоконтролирующие структуры представлены зонами тесно связанных многократно активизированных надвигов и наложенных поздних сдвиговых деформаций. Установлена полигенность оруденения, которая проявлена в виде последовательного временного ряда генетических типов месторождений: гидротермально-метаморфогенного, малосульфидного золото-кварцевого мезотермального и серебро-сурьмяного эпitherмального. Приведены индикаторные типоморфные особенности разновозрастного оруденения, данные об изотопном составе минералов, температурном режиме и составе рудообразующего флюида.*

*Ключевые слова: структурный анализ, среда рудообразования, генетические типы оруденения, изотопный состав минералов, температурный режим, состав рудообразующего флюида.*

*Фридовский Валерий Юрьевич, [710933@list.ru](mailto:710933@list.ru), Гамянин Геннадий Николаевич, Полуфунтикова Лена Идененовна, [pli07@list.ru](mailto:pli07@list.ru)*

**DORA-PIL ORE FIELD: STRUCTURE, MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE ENVIRONMENT OF ORE FORMATION****V.Yu.Fridovsky, G.N.Gamyenin, L.I.Polufuntikova**

*The article presents the results of the analysis of lithochemical features of Upper Triassic strata of Dora-Pil ore field. The value of post-sedimentary transformations of rocks in the preparation of the environment of ore formation is shown. The article describes the basic multistage deformation structures. Ore-controlling structures are presented by the zones of closely related multiply activated thrusts and superimposed late shear strains. The article establishes mineralization polygenetic nature shown by a consecutive time series of the genetic types of deposits: hydrothermal metamorphogenic, low-sulfide gold-quartz mesothermal, and silver-antimony epithermal. Finally, it adduces indicator typomorphic features of heterochronous mineralization, data on the isotopic composition of minerals, thermal regime and composition of ore-forming fluid.*

*Key words: structural analysis, environment of ore formation, genetic types of mineralization, isotopic composition of minerals, thermal regime, composition of ore-forming fluid.*

В последние годы в пределах Дора-Пильского рудного поля и других объектов Тарынского рудно-россыпного узла выполнен значительный объем поисково-разведочных работ. Рудный узел — один из наиболее перспективных объектов наращивания минерально-сырьевой базы Северо-Востока России [1, 5, 8]. По комплексу признаков он весьма сходен с крупными рудными объектами Верхне-Колымского района — одного из крупнейших в мире по ресурсам золота, где наиболее масштабными являются крупнотоннажные золоторудные месторождения жильно-прожилкового и прожилково-вкрапленного типов [4]. Оруденение этих типов известно на осваиваемом недропользователями Наталкинском месторождении, потенциал которого составляет 1800 т Au [5]. Оно расположено к юго-востоку от Тарынского рудно-россыпного узла в Магаданской области, в сходной с рассматриваемой геолого-структурной обстановке и

считается объектом-лидером Яно-Колымской провинции.

Дора-Пильское рудное поле находится на восточном фланге Адыча-Нерской металлогенической зоны Яно-Колымского позднеюрско-раннеэокомового коллизийного металлогенического пояса, сформированного в результате фронтального столкновения Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна [13, 19]. Для пояса характерно развитие линейной складчатости и разрывных нарушений, сопряженных с полосами метаморфизованных до уровня зеленосланцевой фации терригенных пород, ареалами гранитоидных плутонов и даек пестрого состава. Ведущая тектоническая структура района — долгоживущий Адыча-Тарынский разлом (АТР), в зоне и ветвях которого известны разномасштабные благороднометалльные объекты с преимущественно орогенным золото-кварцевым, золото-редкометалльным и

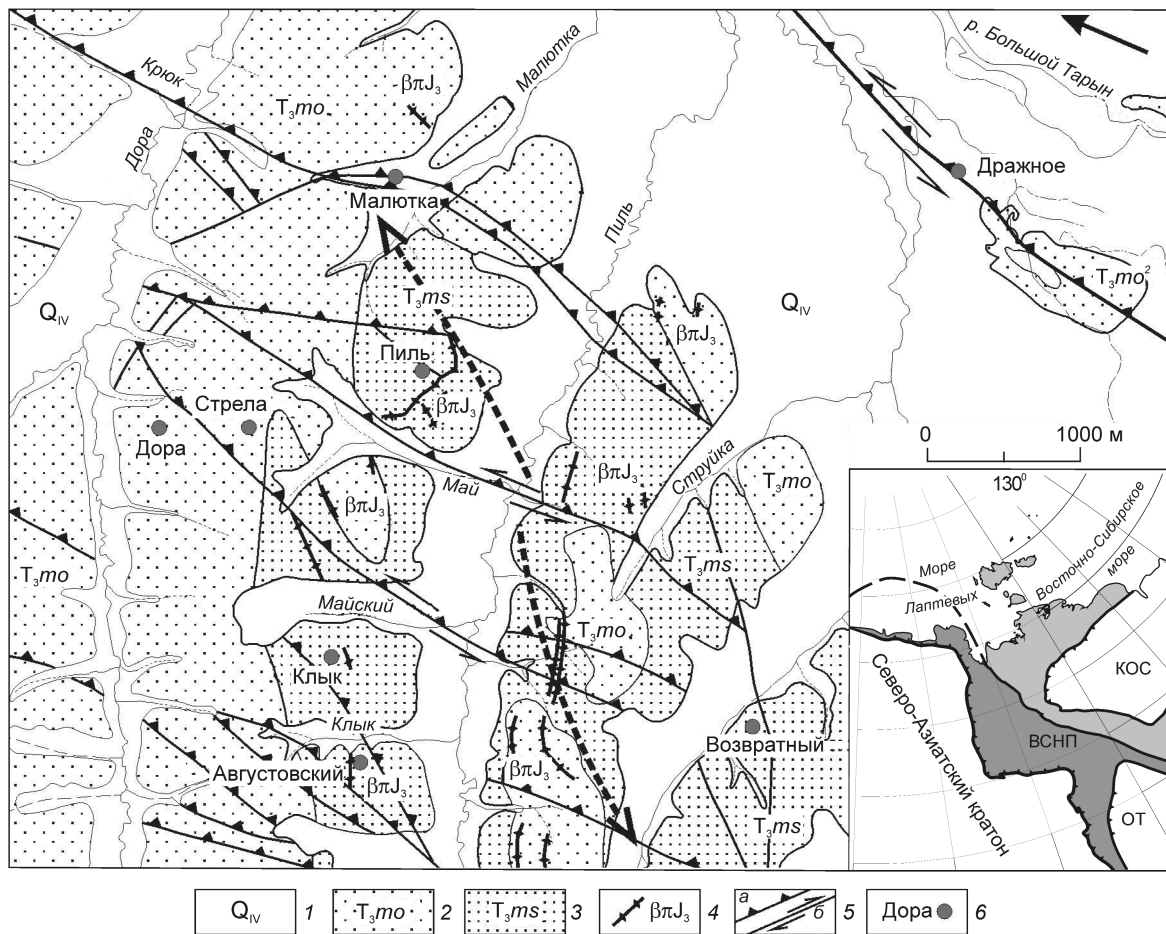


Рис. 1. Схема геологического строения Дора-Пильского рудного поля, по А.В.Крючкову, Н.Н.Крючковой, 2007 г., с изменениями и дополнениями:

отложения: 1 — четвертичные, 2–3 — верхнетриасовые (2 — лона *Monotis ochotica*, 3 — лона *Monotis scutiformis*); 4 — дайки диабазовых порфириров; 5 — разломы (а — надвиги, б — сдвиги); 6 — месторождения и рудопроявления; ВСНП — Верхоянский складчато-надвиговый пояс; КОС — Колымо-Омолонский супертеррейн; ОТ — Охотский террейн

постороженным золото-сурьмяным, серебро-сурьмяным, золото-серебряным, серебро-полиметаллическим оруденением [3]. Адыча-Тарынский разлом представляет северо-восточный сегмент регионального Адыча-Тенькинского разлома. Он влияет на фациальные особенности пород, интенсивность проявления магматизма и метаморфизма, характеристики геофизических полей. По нему разделены тектонические блоки с различным стилем деформаций. В северо-восточном его крыле выявлены четыре генерации складок, в юго-западном — две [14].

На восточном фланге Адыча-Тарынской металлогенической зоны известны Эльгинский (Базовское, Талалахское месторождения) и Тарынский (Дора-Пильское, Мало-Тарынное рудные поля) золоторудные узлы с разведанными и

прогнозируемыми крупнотоннажными месторождениями в зонах разломов. Рудоконтролирующие разломы образуют системы надвигов с близким к слоистости залеганием от пологого до вертикального и падением сместителей к северо-востоку и юго-западу [17, 20, 21]. Установлено чередование участков с залеганием, конформным слоистости пород, и рамп, секущих ее. Сдвиговые разрывные нарушения северо-восточного простирания образуют закономерные динамопары с надвигами. В качестве ведущего структурно-тектонического фактора размещения оруденения рассматриваются пересечения рамп: фронтальных и косых, фронтальных и латеральных. Структурно-морфологические типы рудных тел (жильный, жильно-прожилковый, прожилково-вкрапленный, минерализованные зоны смятия



1. Химический состав (%) и петрохимические модули алевролитов норрийского яруса

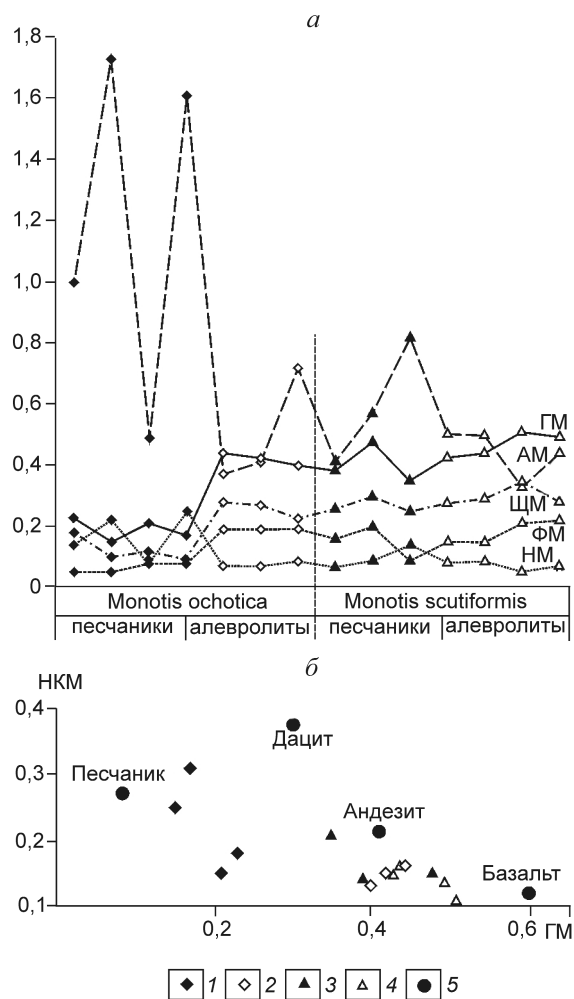
Компоненты, модули	Лона Monotis ochotica (Т <sub>3тo</sub> )										Лона Monotis scutiformis (Т <sub>3ms</sub> )									
	Песчаники					Алевролиты					Песчаники					Алевролиты				
	м-166	м-167	м-3024	м-3032	м-171	м-172	д-59	п-3026	к-3027	к-3028	п-96	п-90	в-37	в-39						
SiO <sub>2</sub>	74,4	81,5	75,09	77,28	56,02	56,10	58,80	61,97	64,32	60,50	59,8	55,1	58,30							
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,38	0,48	0,38	1,12	1,07	1,030	0,98	0,99	1,05	1,12	1,06	1,07							
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,30	8,55	8,94	7,33	15,75	14,95	13,72	16,14	17,1	16,81	17,1	19,01	16,50							
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,10	2,88	5,42	2,82	0,8	0,57	1,81	2,03	4,70	6,63	7,90	1,34	5,78							
FeO	1,04	0,77	0,80	2,46	6,82	7,08	6,75	5,06	0,14	1,22	0,32	6,79	5,34							
MnO	0,01	0,03	0,08	0,04	0,09	0,08	0,08	0,08	0,03	0,07	0,08	0,08	0,07							
MgO	0,55	0,31	0,47	0,93	3,05	3,05	2,51	3,03	1,11	1,31	0,95	3,38	1,75							
CaO	0,75	0,27	1,21	1,08	1,83	1,74	2,18	1,75	1,99	1,31	1,04	1,65	1,01							
K <sub>2</sub> O	1,80	1,11	1,51	1,14	3,00	2,60	1,83	2,76	2,78	2,82	3,00	3,00	2,70							
Na <sub>2</sub> O	1,80	1,90	0,74	1,83	1,10	1,12	1,34	1,12	1,58	1,43	1,50	1,00	1,20							
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,08	0,18	0,08	0,14	0,16	0,18	0,2	0,21	0,19	0,22	0,16	0,20							
CO <sub>2</sub>	0,20	0,26	0,26	1,08	4,93	5,5	5,10	0,54	1,09	0,54	0,92	1,94	1,74							
ППП	3,18	2,02	1,73	1,36	4,59	4,70	3,52	0	1,55	1,39	5,14	4,36	5,05							
ГМ	0,23	0,15	0,21	0,17	0,44	0,42	0,41	0,39	0,48	0,43	0,44	0,51	0,49							
АМ	0,18	0,10	0,12	0,09	0,28	0,27	0,23	0,26	0,32	0,25	0,28	0,34	0,28							
ФМ	0,05	0,05	0,09	0,08	0,19	0,19	0,19	0,16	0,21	0,09	0,15	0,21	0,22							
ТМ	0,06	0,04	0,05	0,05	0,07	0,07	0,08	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06							
НМ	0,14	0,22	0,08	0,25	0,07	0,07	0,09	0,07	0,09	0,14	0,08	0,05	0,07							
КМ	0,14	0,13	0,17	0,16	0,19	0,17	0,13	0,17	0,16	0,17	0,18	0,16	0,05							
ЦМ	1,01	1,73	0,49	1,61	0,37	0,42	0,72	0,41	0,57	0,82	0,51	0,33	0,44							
НКМ	0,28	0,35	0,25	0,41	0,26	0,25	0,23	0,24	0,25	0,31	0,25	0,21	0,24							
ЖМ	0,22	0,41	0,67	0,69	0,46	0,48	0,59	0,42	0,49	0,28	0,44	0,41	0,64							
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	3,6	3,01	2,25	2,97	4,10	3,72	3,17	3,88	4,36	5,06	4,50	4,00	3,90							

Т р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в ГУГП «Якутскгеология», г. Якутск. Метод анализа «мокрая» химия.

и дробления) развиты в различных сочетаниях и объемах.

Наиболее изученный объект Дора-Пильского рудного поля — месторождение Дрожное, где установлены вкрапленно-прожилковые зоны сложного строения с богатыми золото-кварцевыми рудами [1, 5]. Нами основное внимание уделено недостаточно изученным ключевым участкам Дора-Пильского рудного поля — Малютка, Пиль и др., на примере которых решались вопросы, имеющие принципиальное значение для системного анализа рудного потенциала территории, понимания условий формирования и локализации крупных концентраций золота, а также прогноза перспективных на золоторудные объекты площадей. Использован хорошо зарекомендовавший себя при выполнении подобных работ комплекс современных структурно-тектонических, минералого-геохимических и литолого-геохимических методов исследований.

*Литохимические особенности среды рудообразования.* На площади Дора-Пильского рудного поля развиты верхнетриасовые терригенные породы, представленные отложениями лон Monotis scutiformis (Т<sub>3ms</sub>) и Monotis ochotica (Т<sub>3тo</sub>) (рис. 1). Отложения лоны Monotis scutiformis залегают в ядре Пильской антиклинали в южной и центральной частях рудного поля. Их видимая мощность



**Рис. 2. Петрохимические особенности вмещающих пород:**

*a* — значения основных петрохимических модулей для разновозрастных и разнотипных отложений; *б* — модульная диаграмма ГМ–НКМ; отложения лоны *Monotis ochotica*: 1 — песчаники, 2 — алевролиты; отложения лоны *Monotis scutiformis*: 3 — песчаники, 4 — алевролиты; 5 — точки средних химических составов эталонных пород, по Ф.Кларку [7]; модули: ГМ — гидролизатный  $(Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3+FeO+MnO)/SiO_2$ , АМ — алюмокремниевый  $Al_2O_3/SiO_2$ , ФМ — фемический  $(Fe_2O_3+FeO+MgO+MnO)/SiO_2$ , НМ — натриевый  $Na_2O/Al_2O_3$ , ЩМ — щелочной  $Na_2O/K_2O$ , НКМ — нормированной щелочности  $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$

~300 м. В виде узкой полосы они прослеживаются вдоль водораздела рек Большой и Малый Тарыны и сложены преимущественно мелко-, среднезернистыми массивными, параллельно-, косослоистыми песчаниками с прослоями черных, темно-серых массивных и слоистых алевролитов и песчаных

алевролитов. В песчаниках встречаются прослои и линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Толща согласно залегает на алевролитах лоны *Otarigia ussuriensis*. Возраст ее подтвержден находками ископаемой фауны. Мощность отложений 300–350 м.

Отложения лоны *Monotis ochotica* согласно залегают на средненорийских алевролитах. Они слагают западную и северную части площади. По литологическому составу разделены на две толщи, общая мощность которых достигает 900–1100 м. В целом отложения лоны характеризуются переслаиванием мощных пластов мелко-, среднезернистых полевошпатово-кварцевых песчаников с тонкослоистыми и массивными алевролитами, преобладают последние. Редко встречаются линзы мелкогалечных конгломератов, гравелитов. Псаммитовые разности залегают преимущественно в кровле и подошве толщи, формируя линзовидные и косослоистые прослои. По классификации А.Г.Косовской, М.И.Тучковой [9] песчаники относятся к подтипу кварц-олигомиктовых. Форма обломочных зерен разнообразная от изометричных до резко удлиненных, от полуокатанных до угловатых. Кварц в основном серый со следами постседиментационной деформации и коррозии. Цемент пленочного или порового типа, по составу кремнисто-гидро-слоистый. Алевролиты представлены полевошпат-кремнисто-глинистыми разностями со слоистой текстурой и линзочками аргиллита. Породы толщи обогащены железистыми минералами.

Постседиментационные преобразования пород достигли уровня глубокого катагенеза — начала метагенеза. Повсеместно в песчаных разностях наблюдаются конформные (дугообразные сочленения), сутурные (пильчатые границы) и инкорпорационные (клиновидные внедрения зерна в зерно) микроструктуры, возникающие вследствие механического уплотнения с растворением минеральных частиц, относящиеся к структурам гравитационной коррозии. Одновременно протекали процессы аутигенного минералообразования с регенерацией седиментационных минералов. По периферии зерен кварца образовывались регенерационные каемки с более поздними шиповидными вростками аутигенной слюды (серицита). Возникали так называемые шиповидные или бородатые структуры, характерные для поздних стадий катагенеза [24]. Более глубокие постседиментационные преобразования связаны с процессами кристаллобластеза с образованием гранобластических и рекристаллизационно-грануляционных структур бластеза, когда границы между обломочными зернами осложнены грануляцией. Грануляционная поликристалличность про-

является в виде мелкозернистых мозаичных кварцевых агрегатов, образующихся по внешним частям обломочных зерен, а иногда и полностью их замещающих. Это рассматривается как признак *PT* активизации и изменения флюидно-термального воздействия при смене геодинамической обстановки в регионе и начале метагенетической стадии [25].

Динамометаморфические преобразования наблюдаются как в структурных дефектах обломочных зерен, так и в изменении структуры породы в целом. В частности, в зернах кварца нередко отмечается прерывистое волнистое погасание, которое характерно для катаклазитов.

Фрагментарно проявлен кливаж агрегатного типа, образующий сдвигово-катакластические структуры. Кливажные зоны сложены глинисто-углеродистым веществом, обломочные зерна в микролитах имеют разную степень ориентированности, наблюдаются признаки дифференциального скольжения [11]. Максимальная степень преобразований терригенных пород фиксируется преимущественно вдоль зон разломов как структур, наиболее благоприятных для миграции флюидов. Таким образом, наблюдаемая в пределах Дора-Пильского рудного поля степень постседиментационных преобразований наиболее благоприятна для формирования максимальных концентраций золота в терригенных толщах и развития прожилково-вкрапленного оруденения.

В целях определения петрохимических особенностей пород, выяснения их генезиса и реконструкции источников поступления вулканогенного (пирокластического) материала в бассейн седиментации были выполнены литохимические исследования по методике Я.Э.Юдовича и М.П.Кетрис [23], которые предложили систему петрохимических модулей и их генетическую интерпретацию. Химические анализы и петрохимические модули приведены в табл. 1. При сравнительном анализе использовались средние химические составы различных типов пород (дацитов, базальтов, риолитов, песчаников) по Ф.Кларку [7].

Сравнительная характеристика проведена для различных стратиграфических уровней и литологических типов пород. Песчаники лоны *Monotis ochotica* имеют пониженные значения гидролизатного, алюмокремниевого, фемического модулей и повышенные — щелочного и натриевого (рис. 2, *a*). По значению гидролизатного модуля песчаники в основном относятся к классу нормально-гидролизатных. Значения ГМ  $>0,48$  отражают наличие в породах железистых или глиноземистых минералов.

Часть образцов можно отнести к подтипу псевдосиалитов. Повышенные содержания магния

( $MgO > 3\%$ ) указывают на их вулканогенно-осадочную природу, а сочетание с повышенной калиестью ( $K_2O$  от 2,6 до 3,0%) — на присутствие в породе слюд (биотита, мусковита). Данные породы могут быть отнесены к щелочным туффоидам.

С помощью титанового модуля (ТМ) можно охарактеризовать геохимические особенности гипергенных процессов. Он связан с динамической сортировкой материала и поведением титаносодержащих минералов как в процессе седиментации, так и при дальнейших преобразованиях породы. В исследуемых породах наблюдается повышенное (относительно кларка) содержание титана ( $TiO_2$  до 1,23%). Согласно применяемой классификации, по значениям ТМ породы относятся к нормотитанистым. В мезозойских песчано-глинистых отложениях значения ТМ повышены до 0,06–0,07, что свидетельствует о высокой динамической сортировке обломочной составляющей и присутствии вулканогенного материала основного состава, который повышает титанистость осадка. Исследуемые породы относятся к образованиям высокодинамических потоковых и дельтовых фаций, а повышенные значения ТМ характеризуют степень сортировки осадочного материала и зрелость пород.

Анализ щелочности пород показал, что для песчаников лоны *Monotis ochotica* характерно преобладание натрия над калием, а для песчаников и алевролитов лоны *Monotis scutiformis* — наоборот, при этом песчаники по составу более натровые, чем алевролиты ( $Na_2O$  1,5–2,5 и 0,25–1,8% соответственно), что, скорее всего, связано с процессом альбитизации первых (аномально высокие значения ЦМ 1,25–1,73).

На модульной диаграмме (см. рис. 2, *b*) точки химических составов исследуемых пород образуют полосу отрицательной корреляции модулей ГМ–НКМ между точками средних химических составов базальтов и нормальных песчаников. Вероятно, это говорит о поступлении в бассейн осадконакопления обломочного материала кислого и основного составов. Присутствие обломков кислого состава понижает значения ГМ, ФМ, АМ и повышает — НМ, КМ (калиевый модуль), НКМ, а наличие обломков основного состава сказывается на значениях ТМ и ЖМ (железистый модуль). Влияние последнего приводит к увеличению содержания щелочей, кварца и уменьшению — титана, железа.

Имеющийся некоторый разброс точек обусловлен многостадийными постседиментационными преобразованиями, включая динамометаморфизм и околорудный метасоматоз. Это выражается, в первую очередь, в выносе подвижных катионов, в

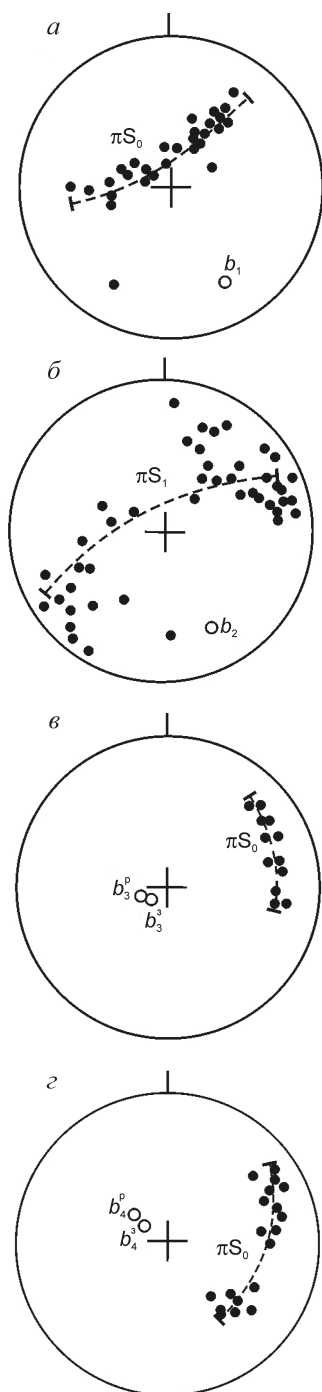


Рис. 3. Стереогаммы полюсов слоистости (а, в, з) и кливажа (б), участок Малютка:

$\pi S_0$  — пояс полюсов слоистости;  $\pi S_1$  — пояс полюсов кливажа;  $b_1$  — шарнир складки  $F_1$ ;  $b_2$  — шарнир складки  $F_2$  ( $b_2^3$  — замеренный,  $b_2^p$  — рассчитанный);  $b_3$  — шарнир складки  $F_3$  ( $b_3^3$  — замеренный,  $b_3^p$  — рассчитанный);  $b_4$  — шарнир складки  $F_4$  ( $b_4^3$  — замеренный,  $b_4^p$  — рассчитанный)

частности  $Mg^{+2}$ , поэтому в изученных образцах наблюдаются большие вариации в содержании данного элемента от почти полного отсутствия до нескольких процентов. В анализируемых породах проявлен процесс карбонатизации, в результате которого происходит вынос щелочей и породы отличаются низкими значениями НКМ. Кроме этого, отмечается альбитизация плагиоклаза, выраженная в образовании в его зернах коррозионных и регенерационных новообразований и сопровождающаяся миграцией ионов  $Ca^{+2}$ ,  $Al^{+3}$ ,  $Na^{+2}$  и  $Si^{+4}$ .

*Деформационные структуры ключевых участков.* Рудоносные участки Дора-Пильского рудного поля контролируются второстепенными разломами Больше-Тарынской ветви Адыча-Тарынского разлома. Они представляют зоны тесно связанных многократно активизированных надвигов, сходных геометрически и кинематически, и наложенных поздних сдвиговых деформаций. Особенностью локальных разломов при общем генеральном северо-западном и северо-северо-западном простирании в соответствии с Больше-Тарынской ветвью АТР является их сочленение и разветвление на отдельных участках. Системы разломов образуют чешуи юго-западной вергентности с различной интенсивностью деформаций. Проявлены характерные для надвиговых систем соединяющиеся, соединительные и ответвляющиеся надвиговые чешуи [12]. К зонам разломов тяготеют дайки диабазовых порфиритов ( $\beta rJ_3$ ), представляющие Тас-Кыстабыкский магматический комплекс. Простирание их от северо-восточного до северо-западного, встречаются тела сложной морфологии с апофизами, раздувами, пережимами.

В зонах продольных длительно развивающихся рудоконтролирующих разломов отмечается нарастание интенсивности складчатых деформаций. Выделяется несколько генераций складок. С ранними надвиговыми деформациями связано формирование линейных складок  $F_1$  концентрического типа с преобладающими северо-западным простиранием и юго-западной вергентностью, изображенных на разномасштабных геологических картах района. Шарниры  $b_1$  погружаются к северо-западу под углом 10–15° (рис. 3, а). В пределах рудоносных зон они образуют полосы напряженной складчатости шириной до первых сотен метров. Полюса слоистости пород на участке Малютка группируются вдоль дуги малого круга стереографической проекции, что присуще коническим складкам с близгоризонтальной осью конуса. На крыльях складок  $F_1$  проявлены борозды скольжения, ориентированные по падению пород. Складку  $F_1$  пред-

ставляет Пильская антиклиналь протяженностью ~20 км, шириной 6 км, простирающаяся к северу и северо-западу (300–350°). Замок антиклинали вскрыт в обнажениях верховьев руч. Малютка. Породы ее восточного крыла (среднее и нижнее течение руч. Малютка) падают к северо-востоку под углами 25–70°, а западного (верхнее течение руч. Малютка) — к северо-западу и западу под углами 15–40°. Северный фланг антиклинали ограничивается Больше-Тарынской ветвью АТР. Ф.Ф.Третьяков [15] предполагает блоковое строение участка с надвигом западной пластины на восточную.

Складки  $F_2$  устанавливаются по деформациям раннего кливажа  $S_1$  (см. рис. 3, б). Они часто бывают шевронного типа открытые или сжатые с шарнирами  $b_2$ , погружающимися к северо-западу. Максимальное развитие складки получили в зонах разрывных нарушений. Вероятно, эти деформации также ассоциируют с надвигами, развивающимися вдоль ранее сформированных структур, что вызывает катаклиз жильно-прожилковых тел гидротермально-метаморфогенного и малосульфидного золото-кварцевого типов оруденения.

Как и на других золоторудных месторождениях Верхне-Индибирского района, выявлено широкое развитие наложенных сдвиговых деформаций, в основном активизирующих ранние надвиги [18, 22]. На контактах минерализованных зон дробления наблюдается наложение на вертикальные борозды скольжения разнонаправленных близгоризонтальных борозд. Они перерабатывают ранние деформации и продукты гидротермально-метаморфогенного и малосульфидного золото-кварцевого оруденения, что сопровождается коррозией, перегруппировкой и переотложением вещества, динамометаморфизмом рудных тел. Со сдвигами ассоциируют открытые складки  $F_3$  и  $F_4$  (см. рис. 3, в, г). Ширина складок составляет первые метры, предполагается наличие более высокоамплитудных структур. Шарниры складок  $F_3$  погружаются к северо-востоку, а складок  $F_4$  — к юго-юго-востоку под углами 70–75°. С ними эпизодически ассоциирует трещинный кливаж северо-восточного и близширотного простирааний, перпендикулярный складкам  $F_1$ . Складки  $F_4$  обычно асимметричные  $S$ -типа. Разновозрастные кливажи в пластах алевролитов формируют карандашную отдельность с осью  $L$   $130^\circ \angle 65^\circ$ , согласующуюся с погружением шарниров  $b_4$ . Сдвиговые деформации в АТР сопровождают формирование эпитепимального золото-сурьмяного с возрастом менее 100 млн. лет [6] и серебро-сурьмяного оруденения.

В пределах рудного поля малосульфидное золото-кварцевое оруденение локализуется в минерализованных зонах дробления (месторождение Дразное, рудопроявления Малютка, Клык, Возвратный), согласных с вмещающими породами, и косесекущих жилах и прожилках (рудопроявления Пиль, Августовский, Стрела, Дора). Рудопроявление Малютка расположено в среднем течении одноименного ручья (см. рис. 1). Поисковыми и разведочными работами выделены две сближенные минерализованные зоны дробления и интенсивного смятия с жильно-прожилковым и жильным малосульфидным золото-кварцевым оруденением, объединяемые в зону Левобережная северо-западного простираания, падающую на северо-восток. Минерализованные зоны развиты на северо-восточном крыле Пильской антиклинали, осложненном малоамплитудными складками и сложенном верхнетриасовыми породами лон *Monotis ochotica* и *Monotis scutiformis*. Зоны имеют продольно-секущий характер, отдельные их сегменты субсогласны с вмещающими породами. Они формируют надвиговые чешуи, внутри которых присутствуют второстепенные надвиги. Мощность зон от первых десятков сантиметров до первых десятков метров. Их падение в основном крутое к северо-востоку. Широко развиты межслоевые деформации, обычно приуроченные к тектонически сорванным литологическим границам алевролитов и песчаников. Можно предполагать, что в пределах Дора-Пильского рудного поля существуют фронтальные ramпы, системы межслоевых и секущих надвигов, образующих дуплексы с тыловым падением чешуй, характерные для Эльгинского и Бадранского рудных узлов и требующие дополнительного изучения и оценки [20, 21]. Геологоразведочными работами рудные зоны прослежены на расстояние 4 км от верховьев руч. Крюк — левого притока руч. Дора, по руч. Малыш — левому притоку руч. Малютка, до руч. Пиль.

Продуктивные кварцевые жилы и прожилки рудопроявления Малютка образуют четыре системы, связанные с надвиговыми деформациями (рис. 4). Жилы первой системы  $Q_1^1$  простираются согласно  $S_0$  и полого падают к северо-востоку. Они формируют систему кулисообразных отрывов. Жилы второй системы  $Q_1^2$  залегают согласно с минерализованной зоной дробления  $S_1$ , а третьей и четвертой систем  $Q_1^3$  и  $Q_1^4$  ортогональны первым двум и параллельны латеральным ramпам надвиговых чешуй. Комбинации отмеченных систем жил и прожилков формируют в разломных зонах морфологически различные типы рудных тел. Важным



Рис. 4. Системы кварцевых жил (*a*) и их проекции (*б*), правый борт руч. Малютка:

$S_1$  — проекция минерализованной зоны;  $Sdk_1$  — динамокинематическая плоскость

фактором морфогенеза рудных тел является также динамометаморфизм, в процессе которого рудные тела катаклазируются, тектонически перемещаются, что в ряде случаев создает дополнительные условия для обогащения золотом милонитов.

Согласные с вмещающими породами малосульфидные золото-кварцевые жилы развиты на рудопроявлении Пиль в западном крыле Пильской антиклинали (см. рис. 1). Разведаны и частично отработаны жилы Главная и Нижняя. Основной разлом  $S_1$ , вмещающий жилу Главная, полого падает на запад. Мощность жилы по данным геолого-разведочных работ изменяется от 0,1 до 1,5 м, протяженность до 500 м. В зоне разлома жила катаклазирована до мелкощебнистого состояния. С основным разломом  $S_1$  сопряжено нарушение  $S_1^2$  также западного, но более крутого падения (аз. пад.  $260^\circ \angle 70^\circ$ ) (рис. 5, *a*). Нарушение минерализовано, мощность кварцевой жилы 10 см и уменьшается по восстанию разлома. Близпараллельные разлому трещины образуют наиболее выраженную в обнажении отдельность, по ним наблюдаются взбросовые перемещения (см. рис. 5, *б*).

Выделены три основные системы трещин. Первая  $S_1^1$  падает в том же направлении, что и основной рудоконтролирующий разлом, и параллельна ему, вторая  $S_1^2$  круто падает к западу (см. рис. 5, *б*), третья  $S_1^3$  близперпендикулярна сместителю и круто падает к северо-северо-востоку и юго-юго-западу. Полюса трещин на диаграмме группируются вдоль надвиговой динамокинематической плоскости  $Sdk_1$ . Вектор смещения  $l_1$  полого погружается к западу, угол склонения  $l_1$   $80^\circ$  (см. рис. 5, *б*).

Системы кварцевых жил и прожилков рудопроявления Пиль показаны на рис. 5, *в*. Они тесно связаны с межпластовыми деформациями и формируют, как и на рудопроявлении Малютка и других участках Дора-Пильского рудного поля, закономерные надвиговые парагенезы.

*Взаимоотношения разновозрастных генетических типов оруденения.* На территории Дора-Пильского рудного поля развито несколько разновозрастных генетических типов оруденения — гидротермально-метаморфогенное, малосульфидное золото-кварцевое и серебро-сурьмяное. Минеральный состав рудных тел разных типов оруденения и индикаторные типоморфные особенности наиболее распространенных минералов руд приведены в табл. 2.

К наиболее раннему относится гидротермально-метаморфогенное оруденение, которое представлено редкими рассеянными по площади жилами кварц-хлорит-карбонатного (анкерит, кальцит) состава. Мощность отдельных жил не превышает 15–20 см. По простиранию они достаточно быстро выклиниваются и переходят в маломощные прожилки. Нередко такие жилы имеют послойный характер и участвуют совместно с вмещающими породами в пликативных деформациях, при этом максимальная их мощность в таких случаях наблюдается в шарнирах мелких складок. В пластах песчаников развиты тонкие ветвящиеся прожилки кварца.

Характеристика метаморфогенного кварца приведена в табл. 2. Хлорит тесно ассоциирует с кварцем, его скопления в виде червеобразных зерен бледно-зеленоватого цвета располагаются в при-

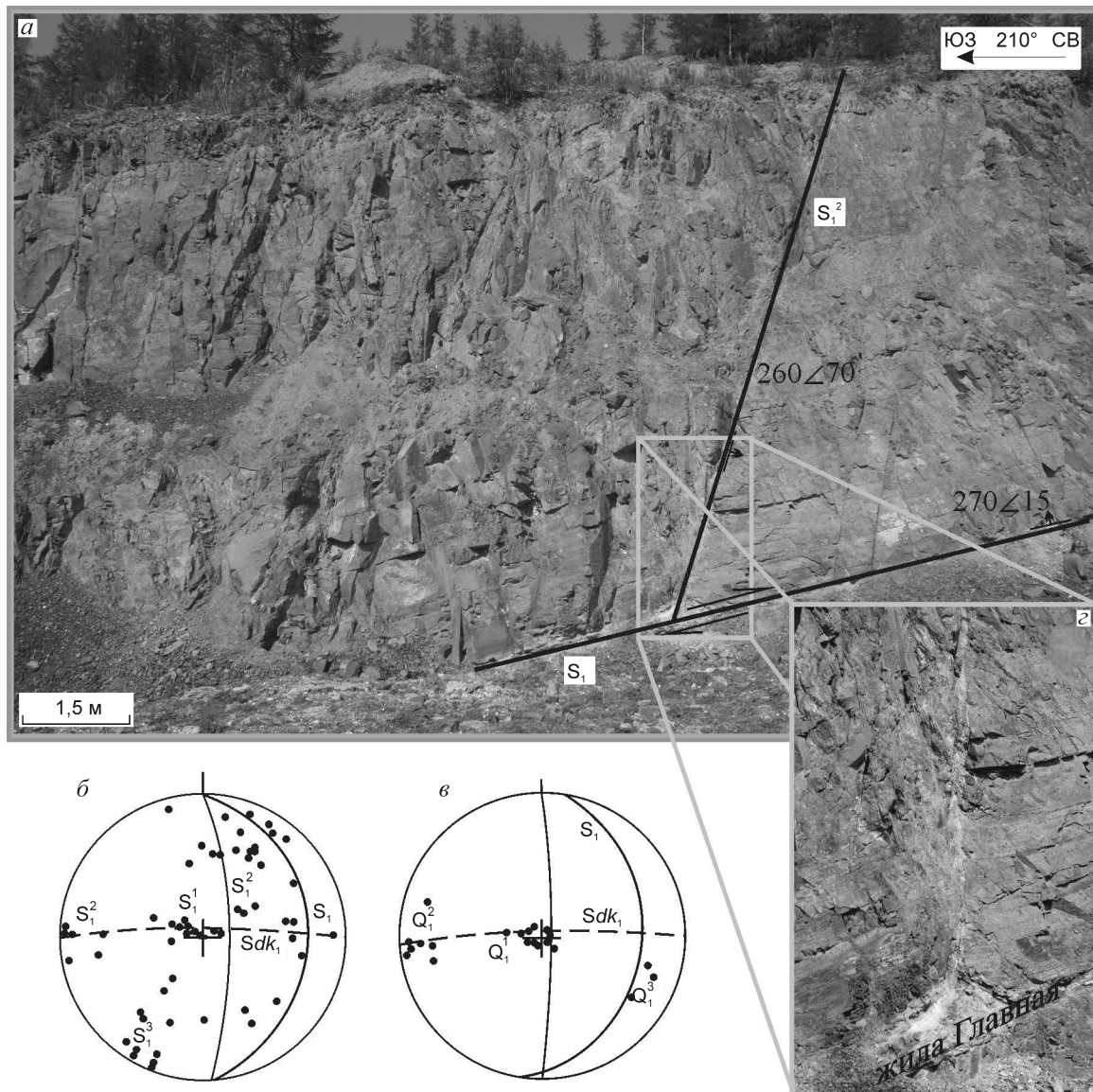


Рис. 5. Деформационные структуры:

*a* — участок Пиль; *б* — стереограмма полюсов трещин; *в* — то же, кварцевых жил; *г* — взаимоотношения согласной жилы Главная и секущих кварц-карбонатных жил

зальбандовой части жил и прожилков. Его состав (среднее из четырех микронзондовых измерений, мас. %) —  $\text{SiO}_2$  25,12,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  22,05, FeO 30,68, MnO 0,15, MgO 10,86,  $\Sigma$  88,86) и рентгеноструктурные данные позволяют отнести минерал к группе рипидолита. Изредка встречающийся в жиле марказит образует удлиненные полизернистые анизотропные пластинки, по которым иногда развивается кубический пирит.

Малосульфидное золото-кварцевое оруденение на Дора-Пильском рудном поле представлено квар-

цевыми жилами и минерализованными зонами дробления. Кварцевые жилы мощностью 0,2–1,7 м наблюдаются преимущественно в осадочных породах и зонах дробления разрывных нарушений, реже в дайках диоритовых порфиритов, где образуют систему лестничных жил. В большинстве случаев это кососекущие, субсогласные, круто- и пологозалегающие тела, а также их сочетания, образующие систему ветвящихся прожилков. Они не выдержаны ни по простиранию, ни по мощности, ветвятся, имеют раздувы и разноориентированные апофизы,

## 2. Минеральный состав рудных тел и индикаторные признаки минералов различных генетических типов

Типы оруденения	Гидротермально-метаморфогенный	Малосульфидный золото-кварцевый	Серебро-сурьмяный
Минералы	Кварц, хлорит, анкерит, кальцит, марказит	Кварц, анкерит, пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, бурнонит, джемсонит, буланжерит, золото	Кварц, кальцит, диккит, марказит, Sb-арсенопирит, фрейбергит
Кварц: типы	Шестоватый, слив-ной маслянистый	Крупнозернистый молочно-белый	Сферолитовый, криптозернистый
Li <sub>2</sub> O, г/т	<1	5–12	220–260
Иэ.я., А°	112,982–112,984	112,990–112,998	113,112–113,117
СКС, %	75–80	50–60	35–40
Арсенопирит: S/As	-	1,06–1,08	1,1–1,12
PbSb/CoNi	-	300–400	>3000
Пирит PbSb/CoNi	0,6–0,9	2–3	10–30

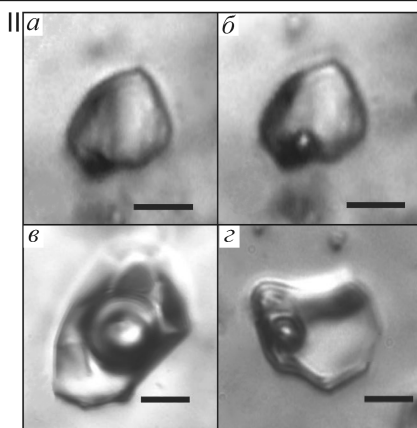
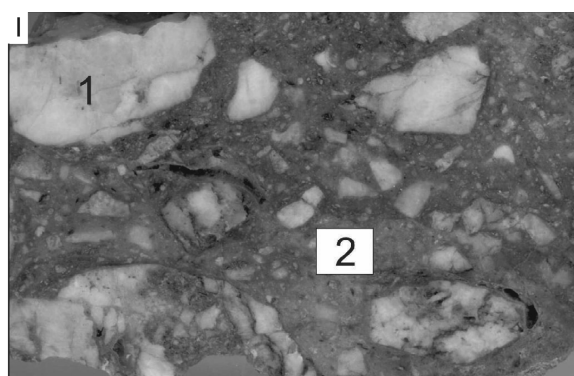


Рис. 6. Типы кварцевых образований (I) и флюидных включений в кварце рудных жил (II):

1 — кварц II генерации; 2 — криптозернистый кварц; а, б — первичное существенно углекислотное включение (тип I: а — +20, б — +17°С); в — первичное углекислотно-водное включение с жидкой углекислотой (тип II); г — вторичное низкотемпературное двухфазовое флюидное включение (тип III); м-б 10 мкм

смещаются поперечными разрывами. Наибольшая концентрация кварцевых тел отмечается вблизи контактов толщ разной компетентности.

Минеральный состав рудных тел месторождения малосульфидного золото-кварцевого оруденения довольно однообразен, %: кварц 85–95, карбонат (анкерит) 5–15, рудные минералы ~1. Выделяется ряд минеральных ассоциаций, последовательно сменяющих друг друга без явлений пересечения, коррозии и замещения. Они представлены пирит-серцит-кварцевой метасоматической, пирит-арсенопирит-кварцевой жильной, халькопирит-сфалерит-галенитовой и сульфосолюно-карбонатной ассоциациями.

Серебро-сурьмяное оруденение обусловлено поздней эпитепирмальной минерализацией, которая, накладываясь на рудные ассоциации различных генетических типов, имеет широкое площадное распространение вдоль всей Адыча-Тарынской зоны разломов. Убогая сульфидная вкрапленность приурочена к прожилкам и жилам сферолитового, криптозернистого или колломорфно-почковидного кварца (рис. 6, I). На Дора-Пильском рудном поле зафиксированы прожилки (1–5 см) и жилы (15–25 см) темно-серого до черного криптозернистого кварца, секущего и цементирующего продукты малосульфидного золото-кварцевого оруденения. Этот кварц по типоморфным свойствам (содержанию Li<sub>2</sub>O, объему элементарной ячейки Иэ.я., степени кристаллического совершенства СКС) сходен (см. табл. 2) с кварцем серебро-сурьмяных месторождений, развитых среди образований Тарынского субвулкана [10].

В криптозернистом кварце из сульфидов преобладает вкрапленный тонкозернистый до пылевидного пирит с зернами ромбовидного арсенопирита или обогащенного многочисленными рассеянными мелкими зернами, кристаллами и их сростками (см. рис. 6, I). В составе пирита постоянно присутствуют As в количестве до 0,7% и повышенные концентрации (г/т) Au 59, Ag 66, Cu 567.



Арсенопирит из жил криптозернистого кварца содержит повышенные концентрации Sb (1,6–2,3%), что служит типоморфным признаком для серебро-сурьмяного оруденения Верхояно-Колымских мезозоид [3]. Среди зерен арсенопирита местами встречается блеклая руда, которая по содержанию Ag 18–26% относится к фрейбергиту.

*Изотопный состав минералов, температурный режим и состав рудообразующего флюида.* Пирит из гидротермально-метаморфогенных жил характеризуется утяжеленной серой (табл. 3, ан. 1). Повидимому, при формировании оруденения этого типа заимствование серы из вмещающих пород было значительным.  $\delta^{34}\text{S}$  пирита золото-кварцевых руд (там же, ан. 2–4) изменяется от -1,24 до -1,74‰, что свидетельствует об отсутствии фракционирования изотопов серы в период их кристаллизации. Пириту серебро-сурьмяных руд (там же, ан. 5, 6) свойствен близнулевой изотопный состав серы. В целом значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов для каждого типа оруденения имеют свои особенности, указывающие на индивидуальность флюидов, из которых они отлагались. Значения изотопного состава серы золото-кварцевого и серебро-сурьмяного оруденения однозначно указывают на их магматический источник.

Карбонаты гидротермального и метаморфогенного генезиса представлены анкерит-доломитовыми разновидностями, а серебро-сурьмяного — кальцитом. Гидротермально-метаморфогенные карбонаты отличаются от остальных наиболее легким изотопом  $\delta^{13}\text{C}$  и значительно более тяжелым  $\delta^{18}\text{O}$  (см. табл. 3, ан. 1). В карбонатах серебро-сурьмяного оруденения картина прямо противоположная (там же, ан. 4). В то же время, карбонаты золото-кварцевого малосульфидного типа оруденения содержат умеренно облегченный изотоп  $\delta^{13}\text{C}$  (-6,11 и -6,13‰) и умеренно утяжеленный  $\delta^{18}\text{O}$  (14,3–14,72‰). Изотопы С и О карбонатов серебро-сурьмяного оруденения соответствуют магматическому источнику, а малосульфидного золото-кварцевого — также магматическому, но с некоторой долей из источника метеорных вод, что и привело к смешению изотопного состава серы пирита.

Термобарометрические исследования проводились только для кварца малосульфидного золото-кварцевого оруденения (аналитик В.Ю.Прокофьев, ИГЕМ РАН), так как в кварце гидротермально-метаморфогенных и серебро-сурьмяных жил флюидные включения имеют ультрамелкий размер. В кварце из рудных жил обнаружены ассоциации

### 3. Изотопный состав минералов, ‰

№№ п/п	Номер образца	$\delta^{34}\text{S}$ CDT		Тип оруденения
<i>Серу пирита*</i>				
1	Пил-19	9,1		Метаморфогенный
2	Пил-5	-1,74		Золото-кварцевый
3	Пил-6	-1,61		То же
4	Пил-11	-1,24		«
5	Пил-16	-0,12		Серебро-сурьмяный
6	Пил-20	+0,02		То же
№№ п/п	Номер образца	$^{13}\text{C}$ pDв	$^{18}\text{O}$ smw	Тип оруденения
<i>Карбонаты**</i>				
1	Пил-2	-1,7	20,47	Метаморфогенный
2	Пил-12	-6,13	14,72	Золото-кварцевый
3	Пил-18	-6,11	14,3	То же
4	Пил-20	-11,1	1,5	Серебро-сурьмяный

\*Анализы выполнены Н.П.Носик в изотопно-геохимической лаборатории ИГЕМ РАН.

\*\*Анализы выполнены А.В.Игнатьевым в лаборатории изотопных исследований ДВГИ ДВО РАН.

двух типов первичных и первично-вторичных флюидных включений: существенно углекислотных (тип I) и углекислотно-водных (тип II). Эти включения сингенетичны и свидетельствуют о гетерогенном состоянии рудообразующего флюида. Кроме того, в кварце встречается небольшое количество вторичных двухфазовых (тип III) флюидных включений (см. рис. 6, II).

Большинство флюидных включений имеют размер 20–1 мкм и форму отрицательных кристаллов или неправильную. Микротермометрические исследования водного флюида выполнялись на микротермокамере THMSG-600 фирмы «Linkam», позволяющей производить измерения в температурном интервале 196–600°C. Солевой состав растворов определялся по температурам эвтектик [2]. Концентрация солей в растворах оценивалась по температуре плавления газогидратов на основании работы [26]. Давление определялось для гетерогенных флюидов по пересечению изохоры и изотермы. Наиболее высокие температуры зафиксированы для гетерогенных флюидов, и их значения не требуют введения поправок на давление [13]. Анализ водной вытяжки из включений выполнен из навески 0,5 г фракции 0,5–0,25 мм в ЦНИГРИ (аналитик Ю.В.Васюта) по методике, опубликованной в работе [10]. Предварительно из той же навески определялось количество воды, необходимое для расчета концентраций элементов во флюиде. Анализировались также углекислота и метан, а после приготовления вытяжки в растворе определялись Cl, K, Na, Ca и Mg, а также широкий спектр рудных, редких и рассеянных элементов методом ICP MS.

## 4. Результаты термо- и криометрических исследований отдельных флюидных включений в кварце

Тип включений	<i>n</i>	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{эвт}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{пл. льда}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{пл. CO}_2}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{гом. газ.}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{пл. газидр.}}, ^\circ\text{C}$	$C_{\text{солей}}, \text{мас. \% экв. NaCl}$	$C_{\text{CO}_2}, \text{моль/кг раствора}$	$C_{\text{CH}_4}$	$d, \text{г/см}^3$	$P, \text{бар}$
*П	8	300–281	-33 -31	-3,2... -3,0	-56,9 -57,2	21,4 26,1 Ж	10,2–9,6	3,9–3,7	6,5–6,3	1,0–0,9	0,98–0,95	770
*П	12				-57,0	21,9 23,2 Ж	-	-	-	-	0,75	
В	9	185–170	-29	-1,5	-	-	-	2,3	-	-	0,92	-
*П	8	362–346	-32	-5,5	-58,1	25,3 Ж	9,2	8,7–3,6	6,2	0,9	0,91	850
*П	14	321–302	-33	-4,9	-57,5	17,2 Ж	8,7	2,8	5,9	0,7	0,99	
*П	9	-	-	-	-59,1	16,5 24,7 Ж	-	-	-	-	0,81	
В	3	233	-31	-4,0	-	-	-	6,4	-	-	0,89	-

Примечание. \* — гетерогенный флюид (вскипание); П — первичные, В — вторичные включения; *n* — число включений; *d* — плотность флюида; Ж — гомогенизация плотных газов в жидкость.

Термо- и криометрические исследования отдельных флюидных включений представлены в табл. 4. Рудообразующие флюиды месторождения Пиль захватывались в интервале температур (362–233°C), давлении флюида 850–760 бар и содержали растворенные хлориды натрия и магния (концентрация 8,7–2,3%-экв. NaCl), уголекислоты (6,5–5,0 моль/кг раствора) и метана (1,0–0,7 моль/кг раствора). Вторичные флюидные включения содержали водный раствор с концентрацией солей 6,4–2,3 мас. %-экв. NaCl и гомогенизировались в жидкость при 233–170°C. Следует отметить высокую плотность флюида и гомогенизацию газовых включений в жидкость (см. рис. 6, II).

В отличие от термобарометрического изучения анализа состава газовой-жидких включений проведен для продуктов оруденения всех типов. Как видно из табл. 4, наибольшая минерализация флюида отмечается в продуктах оруденения метаморфогенно-гидротермального типа, а минимальная — малосульфидного золото-кварцевого с полиметаллической ассоциацией минералов. Рудообразующий флюид оруденения каждого типа имеет свой состав:

*гидротермально-метаморфогенное* (Г-М) — кальциево-натрово-бикарбонатно-хлоридно-сульфатный с высокой долей (90%) CO<sub>2</sub> в газовой составляющей;

*малосульфидное золото-кварцевое* (М-З-К) — кальциево-натрово-бикарбонатный с 80%-ной долей CO<sub>2</sub> в газовой составляющей;

*серебро-сурьмяное* (С-С) — натрово-бикарбонатный с метаном в газовой фазе.

Содержание главных компонентов флюида в продуктах оруденения разных типов существенно различается (табл. 5). Так, в гидротермально-метаморфогенных среди анионов явно преобладает

сульфат-ион, а концентрация катиона Na почти в три раза выше, чем K и Mg, имеющих близкие числовые значения. В малосульфидных золото-кварцевых во флюиде включений резко преобладает HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, а Na > K при незначительных и близких концентрациях Ca и Mg. В то же время, флюидные включения в кварце из ассоциации с арсенопиритом и сфалеритом по типу раствора и соотношениям компонентов меняются весьма незначительно. Это свидетельствует о близости состава флюида в разных участках месторождения в период кристаллизации кварца. Существенно отличается от предыдущих состав флюида серебро-сурьмяного оруденения. Его тип определяют весьма высокие концентрации Na и HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>. Таким образом, можно констатировать, что флюид для оруденения каждого типа специфичен.

Что касается микрокомпонентов, то они существенно различаются как по содержанию, так и наличию их во флюиде (см. табл. 5). Для оруденения каждого типа можно составить направленный ряд снижения концентраций элементов во флюиде: Г-М — **Fe, B, Sr, Li, Mn, Ba**, Zn, As, Pb, Cu, Ni, Rb, V, Sb, Se; М-З-К — **As, B**, Zn, Li, Sr, Pb, Sb, Ni, Cu, Ba, Cr, W, Au, V; С-С — **Fe, Li, B, Ba, Sr, As, Sb, Rb, Cu**, Pb, V, Zn, Ni, Cr, Se.

Эти ряды концентраций, прежде всего, говорят о том, что высокие содержания того или иного элемента во флюиде не связаны с минеральным составом руд; объяснить их «заражением» невозможно. Об этом свидетельствуют высокоминерализованные флюиды гидротермально-метаморфогенного и серебро-сурьмяного типов оруденения, несущие по визуальным и микроскопическим наблюдениям минимальную сульфидную и иную минеральную (кроме карбонатов) нагрузку. Причину следует

## 5. Основной и микрокомпонентный состав рудообразующего флюида

Компоненты	Метаморфогенный	Золото-кварцевый с арсенопиритом	Золото-кварцевый со сфалеритом	Серебро-сурьмяный
<i>Главные компоненты, г/кг Н<sub>2</sub>О</i>				
CO <sub>2</sub>	391,9	154,3	49,2	0,0
CH <sub>4</sub>	12,5	22,2	6,1	11,9
Cl	21,2	7,7	2,3	0,5
SO <sub>4</sub>	80,1	0,0	0,0	0,0
HCO <sub>3</sub>	27,7	38,1	17,6	17,3
Na	27,2	11,6	5,5	281,4
K	7,1	0,7	0,0	15,9
Ca	11,9	5,6	2,1	25,2
Mg	9,4	0,4	0,2	3,3
Минерализация общая, г/л	191	73	28	42
<i>Микроэлементы, мг/кг Н<sub>2</sub>О</i>				
As	43	7408	91	432
B	934	1035	459	3063
Li	441	86	38	9800
Rb	28	0	0	215
Sr	584	69	32	1648
Sb	5	26	9	412
Mn	421	0	0	0
Cu	37	8	27	127
Zn	99	52	101	47
Pb	42	67	16	94
Ba	124	0	3	2120
W	0	0	1	0
Au	0	0	1	0
Fe	3144	0	0	11 727
Ni	32	47	1	28
V	13	1	0	66
Cr	0	3	0	26

искать, прежде всего, в источниках компонентов. В данном случае нам представляется, что наиболее вероятным объяснением может быть заимствование на протяженном пути миграции к месту разгрузки рудообразующими флюидами этих типов оруденения литофильных и ряда рудных компонентов (Fe, As) из вмещающих пород. Вместе с тем, данные состава флюидных включений в кварцах разных типов оруденения отчетливо указывают на различие и самостоятельность рудообразующих флюидов, формирующих разнотипное оруденение, и подтверждают геологические наблюдения о разновременности их формирования.

Проведенные исследования показали важную роль постседиментационных преобразований пород (глубокого катагенеза – начала метагенеза) в подготовке среды рудообразования. Динамометаморфические преобразования находятся на началь-

ной стадии развития и выражаются в структурных дефектах обломочных зерен и в изменении структуры породы в целом. Для динамометаморфизованных пород характерен сдвигово-катакластический морфологический тип структур течения. Максимальная степень преобразований терригенных пород проявлена преимущественно вдоль зон разломов, что служит дополнительным поисковым критерием рудоносных структур, наиболее благоприятных для миграции флюидов и формирования жильно-прожилково-вкрапленного оруденения. Для пород Дора-Пильского рудного поля характерно повышенное содержание TiO<sub>2</sub> (до 1,23%), MgO (MgO>3%) и K<sub>2</sub>O (от 2,6 до 3,0%), что указывает на участие вулканогенного материала (кислого и основного составов) в формировании осадочных толщ. Исследуемые породы относятся к образованиям высокодинамических потоковых и дельтовых

фаций с высокой степенью сортировки осадочного материала и зрелости пород.

Приведенный выше фактический материал позволяет считать оруденение на Дора-Пильском рудном поле полигенным, представленным последовательным временным рядом месторождений гидротермально-метаморфогенного, малосульфидного золото-кварцевого мезотермального и серебро-сурьмяного эпитептермального генетических типов. Выявленная последовательность их формирования подтверждена геологическими данными, к которым относятся пересечение, дробление и цементация руд более ранних типов молодыми с явными следами коррозии, перегруппировки и переотложения вещества. Установленный ряд последовательности образования руд различных типов увязывается с историей геологического развития региона. В неокоме с началом коллизионных процессов и возрастанием в связи с этим термического градиента происходит мобилизация метаморфогенных вод, в результате которой на верхних уровнях коры формируется гидротермально-метаморфогенное оруденение, представленное рассеянными кварц-хлорит-кальцитовыми жилами и прожилками с убогой сульфидной (пиритовой) вкрапленностью. Эта минерализация практического значения не имеет, но интенсивность ее проявления служит индикатором геолого-тектонической активности и прерудной подготовки среды рудообразования на верхнекоровых уровнях.

При нарастании коллизионных процессов возникают очаги палингенных гранитоидных расплавов, дальнейшая эволюция которых в режиме сжатия приводит к формированию золоторудных рудно-магматических систем, продуцирующих золото-редкометальное (Au-Bi-Te-Co с малоглубинными камерами) и малосульфидное золото-кварцевое (Au-As с промежуточными камерами) оруденение. Нами [16] такая модель для данной территории рассматривалась на примере Эргеляхской золоторудной рудно-магматической системы. Малоглубинной гранитоидной камерой в данном случае был Эргеляхский гранитоидный массив и, прежде всего, его сателлиты, располагающиеся северо-восточнее. Малосульфидное золото-кварцевое оруденение продуцируется промежуточной магматической камерой, расположенной в зоне Адыча-Тарынского разлома, надкамерное положение которого благоприятствовало проникновению рудообразующего флюида в рудокализирующие структуры верхнекорового уровня. Ведущими рудоконтролирующими структурами для гидротермально-метаморфогенного, малосульфидного золото-кварцевого типов руд были зоны надвигов, образующие тесно связанные, сходные геометрически и кинематически системы. Особенностью

локальных разломов при общем генеральном северо-западном и северо-северо-западном простирании является их сочленение и разветвление на отдельных участках. Системы разломов образуют чешуи юго-западной вергентности с различной интенсивностью деформаций. С ними ассоциируют линейные концентрические складки  $F_1$ , региональный кливаж.

Формирование близповерхностного серебро-сурьмяного оруденения связано с постаккреционными событиями и тектонической активизацией Адыча-Тарынской зоны разломов в позднемеловое время. Серебро-сурьмяное оруденение не относится к промышленному типу на серебро, но его возможное наложение на рудовмещающие золотоносные структуры приводит к повышенной сереброрудности руд. Посторогенное оруденение ассоциирует со сдвиговыми деформациями, существенно переработавшими ранние структуры и сопутствующее им гидротермально-метаморфогенное и малосульфидное золото-кварцевое оруденение.

Учитывая имеющиеся данные о геологических особенностях крупных месторождений зарубежья и Северо-Востока России, которые свидетельствуют о развитии на их площади полихронного, разноформационного оруденения, можно считать, что Дора-Пильское рудное поле, как и Тарынский рудный узел, обладает значительным потенциалом наращивания ресурсов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аристов В.В.* Перспективы выявления крупных богатых золото-кварцевых месторождений в Тарынском рудно-россыпном узле // Разведка и охрана недр. 2009. № 6. С. 3–11.
2. *Борисенко А.С.* Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
3. *Гамянин Г.Н.* Минералого-генетические аспекты золоторудного оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. – М.: ГЕОС, 2001.
4. *Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А.* Наталкинское золоторудное месторождение. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002.
5. *Золоторудные месторождения России* / Под ред. М.М.Константинова. – М.: Акварель, 2010.
6. *Золото-сурьмяные месторождения Сарылах и Сентачан (Саха-Якутия): пример совмещения мезотермальных золото-кварцевых и эпитептермальных антимонитовых руд* / Н.С.Бортников, Г.Н.Гамянин, О.В.Викентьев и др. // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 5. С. 381–417.
7. *Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие* / Е.В.Скляров и др. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001.

8. *Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф.* Золоторудные гиганты России и мира. – М.: Научный мир, 2000.
9. *Косовская А.Г., Тучкова М.И.* К проблеме минералогическо-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 2. С. 8–24.
10. *Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В.* Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов // Вестн. МГУ. Сер. Геология. 2006. № 4. С. 30–36.
11. *Полуфунтикова Л.И., Самсонова Л.Б.* Литохимия норрийских песчаников юго-восточной части Кулар-Нерского сланцевого пояса // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Мат-лы Всероссийской научно-практической конференции. Якутск, 2012. С. 75–79.
12. *Прокофьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В.* Разломы (морфология, геометрия, кинематика). – Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004.
13. *Реддер Э.* Флюидные включения в минералах. Т. 1, 2. – М.: Мир, 1987.
14. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) /* Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
15. *Третьяков Ф.Ф.* Новые данные по тектоническому строению некоторых рудных полей Восточной Якутии // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 101–106.
16. *Условия зарождения и эволюции золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии /* Г.Н.Гамянин, Н.А.Горячев, А.Г.Бахарев и др. – Магадан: МПО СВНЦ ДВО РАН, 2003.
17. *Фридовский В.Ю.* Золотоносные структуры Верхояно-Черского коллизионного орогена // Геология и разведка. Изв. вузов. 1998. № 3. С. 52–62.
18. *Фридовский В.Ю.* Сдвиговые дуплексы месторождения Бадран // Геология и разведка. Изв. вузов. 1999. № 1. С. 60–65.
19. *Фридовский В.Ю.* Металлогения коллизионных месторождений золота Верхояно-Колымской орогенной области // Геология и разведка. Изв. вузов. 2000. № 4. С. 53–67.
20. *Фридовский В.Ю.* Анализ деформационных структур Эльгинского рудного узла (Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2010. № 4. С. 39–45.
21. *Фридовский В.Ю.* Мугурдах-Селириканская зона: стиль деформаций и перспективы рудоносности // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Мат-лы Всероссийской научно-практической конференции. Якутск, 2012. С. 226–229.
22. *Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Соловьев Е.Э.* Динамика формирования и структуры юго-восточного сектора Адыча-Нерской металлогенической зоны (Северо-Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2003. № 3. С. 16–21.
23. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. – С-Пб.: Наука, 2000.
24. *Янаскурт О.В.* Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. – М.: ЭСЛАН, 2008.
25. *Янаскурт О.В.* Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере: Процессы и факторы. – М.: ГЕОС, 1999.
26. *Collins P.L.P.* Gas hydrates in CO<sub>2</sub> — bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity // Econ. Geol. 1979. Vol. 74. P. 1435–1444.

УДК 551.243 (571.56)

© А.Е.Окунев, В.Ю.Фридовский, 2012

## О ПЕРСПЕКТИВАХ ОТКРЫТИЯ КРУПНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОРОГЕННОГО ТИПА В ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

**А.Е.Окунев (ООО «ГеоПроМайнинг Верхне Менкече»), В.Ю.Фридовский (Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова)**

*Охарактеризовано золото-кварц-сульфидное оруденение Аллаха-Юньской металлогенической зоны, показано его размещение в полях развития терригенных пород, имеющих значительную примесь известковистого материала в зонах продольных разрывных нарушений. Выделены и рассмотрены перспективные для проведения работ площади.*

*Ключевые слова: золото-кварц-сульфидное оруденение, перспективные площади, месторождения, стратиграфические уровни, рудоконтролирующие элементы.*

*Окунев Александр Евгеньевич, [aevokunev@rambler.ru](mailto:aevokunev@rambler.ru), Фридовский Валерий Юрьевич, [710933@list.ru](mailto:710933@list.ru)*

## ON THE PROSPECTS OF THE OPENING OF LARGE GOLD DEPOSITS OF OROGENIC TYPE IN THE TERRIGENOUS DEPOSITS OF SOUTH VERKHOYANYE

**A.E.Okunev, V.Yu.Fridovsky**

*This article defines gold-quartz-sulfide mineralization of the Allakh-Yunsky metallogenic zone. It pays attention to the distribution of gold-quartz-sulfide occurrences in the fields of development of terrigenous rocks having considerable impurity of lime material in the zones of longitudinal fractures. Promising for work performance areas are distinguished and considered.*

*Key words: gold-quartz-sulfide mineralization, promising areas, deposits, stratigraphic levels, ore controlling elements.*

Одна из наиболее изученных структур Южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса — Аллаха-Юньская металлогеническая зона, которая протягивается в меридиональном направлении вдоль восточной границы Сетте-Дабанской тектонической зоны от р. Юдома на юге до р. Менкюле на севере [9] (рисунок). С 30-х годов XX в. здесь проводились поисковые и разведочные работы, направленные на выявление россыпного золота, осуществлялась его добыча из наиболее богатых месторождений. К настоящему времени крупные и относительно доступные россыпи практически отработаны.

На рудное золото поисковые и разведочные работы наиболее интенсивно выполнялись в 50–80-е годы прошлого столетия. Обнаружены и изучены проявления золото-кварцевого оруденения стратифицированного типа [2, 3, 5, 6, 8, 10, 12, 15]. Проявления Юрско-Бриндакитского и Селляхско-Хотунского рудных узлов разведывались с проходкой канав, скважин колонкового бурения, подземных горных выработок. Для добычи руд месторождений Дуэт, Юр, Оночалах, Булар построены три золотоизвлекательные фабрики. В настоящее время добычные работы ведутся только на месторождении Дуэт, остальные объекты законсервированы из-за незначительных параметров рудных тел, их крайне сложной морфологии и неравномерного содержания золота.

По данным почти 80-летнего изучения металлогенической зоны она рассматривается как крупная линейно вытянутая область с мелкими золото-кварцевыми телами, пригодными главным образом для старательской отработки и не представляющими интерес для организации объемного производства. Результаты поисковых и тематических работ 2005–2006 гг. авторов [6, 7, 14] позволяют пересмотреть перспективы минерально-сырьевой базы золота не только Аллаха-Юньской металлогенической зоны, но и некоторых других территорий Южного Верхоянья.

**Геологическое строение и золотое оруденение Аллаха-Юньской металлогенической зоны.** Орогенное золотое оруденение зоны ассоциирует с позднеюрскими – раннемеловыми событиями в Удской активной континентальной окраине. Оно развито в полосе интенсивных линейных разрывных и складчатых многоэтапных деформаций. Северный фланг зоны контролируется Менкюленским глубинным разломом, южнее пос. Аллаха-Юнь его кулисообразно сменяет Минорский разлом. Ведущим структурным фактором контроля размещения золото-кварц-сульфидного, как и золото-кварцевого, оруденения являются shear zone, выраженные зонами сгущения сланцевого кливажа, складками скалывания, муллион- и будинаж-структурами, транспозиционными элементами [11, 13, 14].

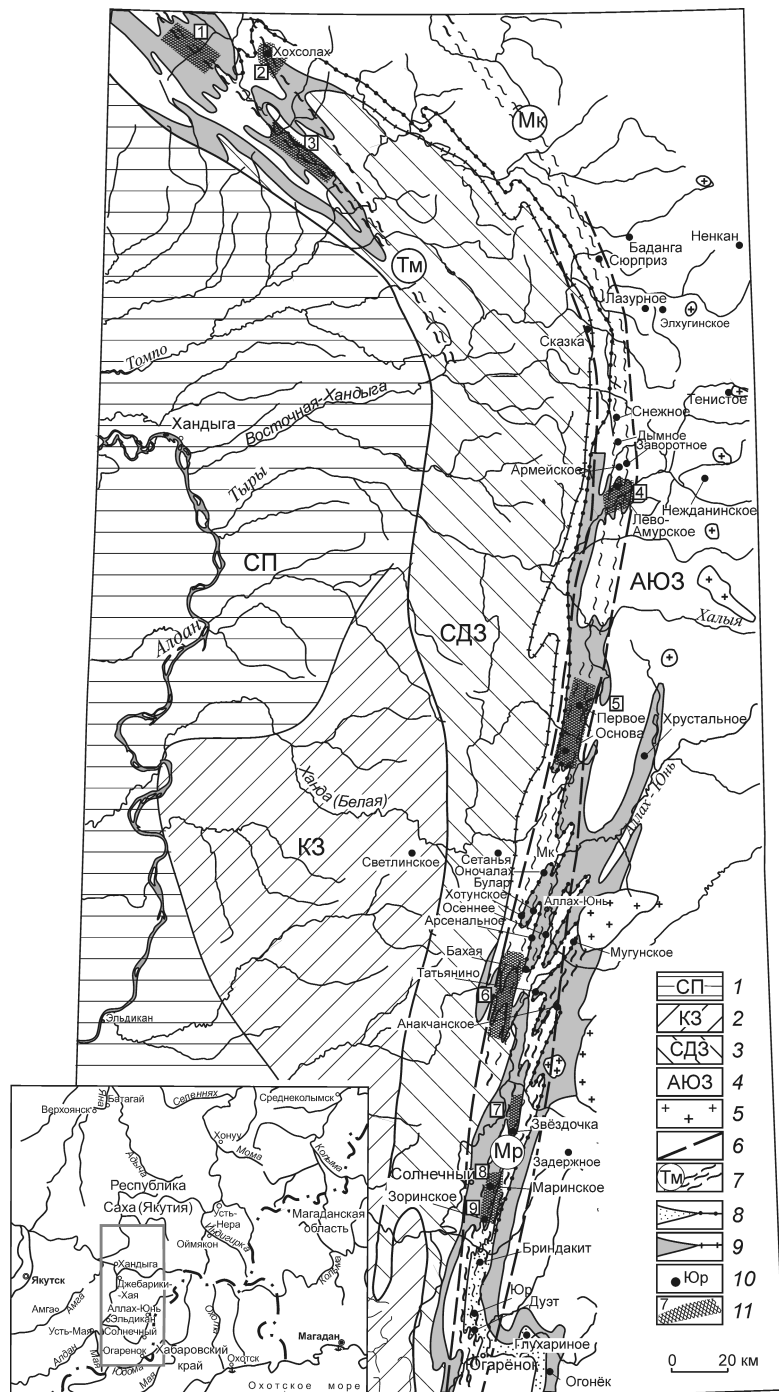
Золоторудные объекты располагаются в поле развития различно метаморфизованных средне-верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений (наталинская, экачанская, суркечанская, халыинская, бонсолчанская свиты) [1, 4]. Севернее водораздела Тыры – Саккырыр нижнепермские отложения представлены ольчанской свитой. Суммарная мощность свит ~3,5 км. Они представлены алевролитами с пластами песчаников. Доля песчаников в различных свитах варьирует, но в целом толща однообразна. Картировать осадочные породы в пределах Аллах-Юньской металлогенической зоны сложно не только из-за отсутствия маркирующих горизонтов, но и в связи с интенсивными дислокациями пород, а также крайне бедными фаунистическими остатками.

**Схема размещения золотого оруденения в западной части Южно-Верхоянского синклиория:**

1 — Сибирская платформа (СП); тектонические зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса: 2 — Кыллахская, 3 — Сетте-Дабанская, 4 — Аллах-Юньская; 5 — гранитоиды; 6 — Аллах-Юньская металлогеническая зона; 7 — разломы (Тм — Томпинский, Мк — Менкюленский, Мр — Минорский); 8 — отложения, благоприятные для локализации стратифицированных золото-кварцевых тел — переслаивание алевролитов, песчаников, отдельные пласты конгломератов (C<sub>3sr</sub> — суркечанская свита); 9 — отложения, благоприятные для локализации золото-кварц-сульфидного оруденения — алевролиты с прослоями известняков, известковистых песчаников и алевролитов (C<sub>2nt</sub> — наталинская, C<sub>2im</sub> — имтанджинская, P<sub>1hl</sub> — халыинская, P<sub>1-2tm+dl</sub> — тумаринская и деленжинская свиты); 10 — золоторудные месторождения и проявления; 11 — площади, перспективные на выявление золото-кварц-сульфидного оруденения (1 — Эрыкчанская, 2 — Хохсолахское рудное поле, 3 — Симбирская, 4 — Сетаньинский рудный узел, 5 — Кеннинский рудный узел, 6 — Аллахская, 7 — рудное поле Звездочка, 8 — Маринское рудное поле, 9 — Зоринское рудное поле)

Единственный надежный маркирующий горизонт — основание суркечанской свиты, нижние горизонты которой сложены пластами песчаников с линзами конгломератов и залегают на монотонной алевролитовой толще экачанской свиты.

Золоторудная минерализация выявлена в породах всех названных свит. В основном она концентрируется в телах, имеющих по отношению к слоистости секущее положение. Исключение составляет оруденение Юрско-Бриндакитского и Селяхско-



Хотунского рудных узлов, где золотоносные стратифицированные пластовые кварцевые жилы залегают в отложениях суркечанской свиты. В более монотонных отложениях других свит какой-либо зависимости распределения золоторудной минерализации от состава вмещающих пород не установлено.

В ходе поисковых работ 60–70-х годов, направленных на оценку кварцево-жильных тел, канавами вскрывались не только кварцевые жилы, но и зоны дробления с интенсивным окварцеванием. При этом обнаружено, что промышленные концентрации золота локализуются практически только в кварце, несущем весьма бедную (<1%) рудную минерализацию (пирит, арсенопирит, галенит, золото). В 2005–2006 гг. в пределах Маринского рудного поля и Сетаньинского рудного узла выявлено принципиально новое, нетрадиционное для Аллах-Юньской металлогенической зоны, золото-кварц-сульфидное оруденение, локализованное в мощных (до 20–40 м) протяженных зонах дробления [7].

*Маринское рудное поле* находится в бассейне руч. Ыныкчан — левого притока р. Аллах-Юнь. На его площади развиты отложения наталинской свиты — алевролиты, известковистые алевролиты и редкие пласты известковистых песчаников. Кварцевые жилы имеют малую мощность, незначительную протяженность, крайне неравномерное распределение золота. Они вскрывались канавами в 1972–1973 гг., но промышленных рудных тел не найдено.

В 2006 г. при ревизии выполненных ранее работ канавами были вскрыты четыре близпараллельные зоны дробления, сложенные дислоцированными песчаниками и алевролитами, местами перетертыми до глиноподобного состояния. Основные жильные минералы зон дробления — кварц, анкерит, кальцит. Гидротермальная проработка варьирует в широких пределах (от 5 до 30–40%), при этом соотношение кварца и карбонатов может меняться от 10:1 до 1:10. В среднем доля карбонатов в массе жильных минералов составляет 20–30%. Визуально интенсивность гидротермальной проработки зон дробления нередко определить трудно из-за интенсивного катаклаза кварца стержневых жил мощностью до 1 м, превращенного в мелкую «сыпучку». Жильные минералы в зонах дробления обычно распределены в виде дресвы. В связи с этим в полевых условиях наиболее надежно минеральный состав зон выявляется путем промывки слагающих их образований. На основе анализа шлихов установлено, что доля рудных минералов (пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, золото, блеклая руда) в золотоносных зонах

дробления изменяется в пределах 5–15%. Золото в рудах находится в свободном состоянии, в тесном срастании с указанными рудными минералами. Размер золотин, как правило, не превышает сотых долей, реже достигает десятых долей миллиметра.

Рудовмещающие зоны дробления слагают полосу шириной ~150 м, которая канавами прослежена на 350 м. Между зонами довольно часто отмечаются маломощные кварцевые жилы нескольких направлений, ассоциирующие с надвиговыми деформациями [14]. Вмещающие породы интенсивно метасоматически окварцованы, карбонатизированы. Широко развиты серицит, пирит, реже хлорит, гематит, марказит, пирротин.

Содержания Au в зонах варьируют в пределах 5–15 г/т, достигая в отдельных пробах 20–50 г/т, постоянно присутствует серебро. Содержания этих элементов взаимосвязаны, их соотношение в среднем составляет 1:1. В экзоконтактах зон метасоматически измененные породы и кварцевые жилы различной ориентировки также золотоносны (до 10–15 г/т). Распределение золота весьма неравномерное. Пробы с относительно высокими содержаниями Au соседствуют с «пустыми» при отсутствии видимых отличий между опробуемыми породами.

По результатам бороздowego опробования выделены три рудных тела [7]. При бортовом содержании Au 2,0 г/т средняя мощность рудных тел 3,2, 5,0, 9,1 м, средние содержания Au соответственно 7,3, 5,6, 7,6 г/т. По данным сплошного бороздowego опробования канав между указанными промышленными контурами встречаются разрозненные пробы с содержанием Au от 0,4 до 11,4 г/т. С учетом возможности разработки месторождения открытым карьерным способом произведен подсчет средних содержаний Au на массу промышленных контуров и обогащенных золотом межконтурных интервалов, формирующих единую рудную залежь. По одному сечению среднее содержание Au составило 1,7 г/т на мощность 88,0 м, по другому — 2,0 г/т на мощность 72,5 м. Литохимические аномалии и развалы кварца с повышенными содержаниями Au позволяют предположить, что выявленная полоса рудных зон протягивается на 5 км.

*Сетаньинский рудный узел* находится в 250 км севернее Маринского рудного поля в бассейне р. Тыры (см. рисунок). Площадь узла сложена пермскими отложениями хальинской и бонсолчанской свит, представленными аргиллитами и алевролитами с редкими пластами песчаников. Доля песчаников вверх по разрезу увеличивается. В связи с крайней монотонностью осадочных толщ граница между свитами проводится, как правило, условно. На южном фланге рудного узла преобладают поро-



ды хальинской свиты, на северном они перекрыты более грубозернистыми осадками бонсолчанской свиты. Структурно он приурочен к зоне влияния Менкюленского разлома, состоящего из серии субмеридиональных зон дробления мощностью до 30 м, сгруппированных в полосу шириной ~3 км. На северном фланге узла зоны дробления в отложениях бонсолчанской свиты, как правило, интенсивно окварцованы, часто в них наблюдаются стржевые кварцевые жилы мощностью до 2–3 м.

В 70-е годы прошлого столетия изучение жил и зон окварцевания сопровождалось проходкой канав в значительных объемах. В результате выявлен ряд золото-кварцевых малосульфидных проявлений (Дымное, Снежное и др.), представленных стержневыми кварцевыми жилами средней мощностью до 1,5 м. Золото в жилах распределено крайне неравномерно. Его содержание в отдельных пробах достигало сотен граммов на 1 т, но в среднем по жиле равнялось 10–20 г/т. Протяженность жил не более десятков метров.

В 2005 г. на южном фланге рудного узла, где известна отработанная (добыто 229 кг Au) русловая россыпь проведены поисковые работы (маршруты, шлихогеохимия). В отложениях хальинской свиты, слагающих площадь, мощных кварцевых жил не обнаружено. В результате работ выявлено золото-рудное проявление Лево-Амурское, представленное серией мощных (10–40 м) зон дробления, резко отличающихся по составу от зон северного фланга рудного узла. Они, как правило, не имеют четких тектонических границ. Последние устанавливаются по уменьшению интенсивности деформации пород. Гидротермальная проработка в них слабая, состоит из тонких кварц-карбонатных прожилков, в которых доля карбонатов (анкерит, реже кальцит) достигает 15–20%. Рудные минералы зон — пирит, галенит, халькопирит, сфалерит, арсенопирит, блеклые руды, пирротин. В полированных шлифах, изготовленных из материала кварц-карбонатных прожилков и пиритизированных пород, присутствуют микроскопические (сотые доли миллиметра) выделения золота. Пылевидное золото выделено также при промывке пород, слагающих зоны дробления. Доля рудной минерализации в отдельных прожилках составляет 20–30%. Интенсивна пиритизация (до 10–15%) дислоцированных пород, вплоть до образования отдельных практически мономинеральных линз мощностью до 0,3 м. В штучных пробах отмечаются относительно высокие содержания Ag (до  $n \cdot 10$  г/т, в одной пробе 104,6 г/т).

Повышенные содержания Au (0,5–7,8 г/т) выявлены как в кварц-карбонатных прожилках с богатой сульфидной минерализацией, так и в пири-

тизированных алевролитах. Из 37 штучных и точно-бороздовых проб, отобранных из указанных зон дробления, в 21 содержания Au >0,2 г/т, в 11 — >1,0 г/т. По результатам шлихогеохимического опробования потоков рассеяния установлено, что зоны трассируются аномалиями As, Pb, Ag. Поисковыми маршрутами некоторые из зон прослежены на 5 км.

Масштабы золото-кварц-сульфидного оруденения в Сетаньинском рудном узле пока не ясны. Однако наличие прямых поисковых признаков, значительная протяженность рудовмещающих зон и их довольно стабильная золотоносность (30% отобранных проб содержат >1,0 г/т) позволяют предполагать наличие здесь крупного месторождения с низкими (первые граммы на 1 т) содержаниями Au.

**Площади, перспективные на выявление золото-кварц-сульфидного оруденения.** Анализ геологической позиции, а также вещественного состава и геохимической специализации выявленных рудных тел Маринского рудного поля и Сетаньинского рудного узла позволяет определить основные региональные факторы контроля и поисковые признаки золото-кварц-сульфидного оруденения. Оно размещается на значительном удалении от магматических очагов, локализуется в мощных протяженных shear zone, активизированных поздними сдвиговыми деформациями.

Рудные тела вмещают алевролиты со значительной примесью известковистого материала. Визуально такие пачки, как правило, практически ничем не отличаются от основной массы пород кремнекислого состава. Наличие известковистого материала устанавливается по данным химического анализа или микроскопических исследований. Наиболее насыщены им нагалинская, низы экачанской и хальинская свиты. По-видимому, именно вмещающие породы в значительной степени определяют характер жильной минерализации и степень концентрации рудных минералов в рудовмещающих зонах дробления.

В отличие от малосульфидных золото-кварцевых тел рассматриваемые руды имеют более сложный состав. Помимо кварца, в них постоянно присутствуют карбонаты (анкерит, реже кальцит), а также шире набор рудных минералов, доля которых обычно составляет 5–10, местами до 20%. Основные рудные минералы — пирит, галенит, халькопирит, сфалерит, арсенопирит, блеклые руды, пирротин, золото. Для золото-кварц-сульфидных рудных тел характерны повышенные содержания As, Ag, Pb, Zn. На Маринском рудном поле, где проводилось литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния, рудные тела трассируются контрастными аномалиями этих элементов.

В потоках рассеяния содержания рудогенных элементов падают. В русловых отложениях водотоков, дренирующих рудные тела, повышенные содержания относительно фоновых установлены только для As, Ag, Pb. При этом максимальные аномальные значения превышают фоновые не более чем в 3–4 раза. Наиболее контрастные аномалии у мышьяка.

На основе полученных данных выделены площади, перспективные на выявление золото-кварц-сульфидного оруденения. Они располагаются в зонах влияния Томпинского, Менкюленского, Минорского разломов, на участках пересечения ими терригенных пачек, обогащенных известковистым материалом. Помимо Сетаньинского рудного узла и Маринского рудного поля, выделено еще семь перспективных площадей, краткая характеристика которых приведена ниже.

*Эрыкчанская площадь* охватывает нижнее течение правых притоков р. Хунхада (правого притока р. Томпо); в 1980 г. покрыта геологической съемкой м-ба 1:200 000. Сложена отложениями тумаринской и деленжинской свит пермского возраста — аргиллитами, алевролитами и редкими пластами песчаников. В алевролитах нижней части тумаринской свиты и нижнеделенжинской подсвиты установлена примесь известковистого материала, часто отмечаются глинисто- и кремнисто-карбонатные конкреции до 1 м в поперечнике. В отложениях нижнеделенжинской подсвиты встречаются мелкие (1–3 см) конкреции марказита. Территория находится в зоне влияния Томпинского разлома, состоящего из серии субпараллельных протяженных зон дробления северо-западного простирания, сгруппированных в полосу шириной ~10 км. Осадочные породы на площади смяты в узкие линейные складки.

В потоках рассеяния выявлена серия обширных аномалий As (0,01–0,03%), трассирующих полосу зон дробления. Есть пункты минерализации с повышенными содержаниями (до 1% и более) Zn, Pb, As. В большинстве случаев по ним отобраны лишь литохимические пробы, пробирный анализ не выполнялся, степень их золотоносности неизвестна. По результатам шлихового опробования спорадически отмечается зараженность аллювия зернами сфалерита и галенита (до 5–10 штук на пробу). Золото в шлихах встречается редко, в пределах выходов деленжинской свиты в водотоках с аномалиями As оно вообще не обнаружено. Юго-западнее площади, за пределами выходов указанных толщ, шлиховое золото фиксируется повсеместно, но главным образом в мелких водотоках, при этом здесь отсутствуют литохимические аномалии.

Таким образом, наличие зон дробления, благоприятных отложений, аномалий As, пунктов мине-

рализации с повышенными содержаниями рудогенных элементов дают основание отнести площадь к перспективным.

*Хохсолахское рудное поле* находится в бассейне левых притоков р. Томпо, выявлено в 1977 г. в ходе геологической съемки м-ба 1:200 000. В 1979–1981 гг. в его пределах проводились поисковые работы с проходкой незначительного объема канав по отложениям наталинской и экачанской свит. Установлена серия субпараллельных протяженных (не менее 40 км) северо-северо-западных зон дробления, сгруппированных в полосу шириной >3 км. Зоны дробления трассируются контрастными аномалиями во вторичных ореолах As (до 0,07%), Sb (до 0,02%), Au (до 0,2 г/т). Площадь аномального поля >10 км<sup>2</sup>, не оконтурена. Канавами прослежены две зоны, сложенные дробленными окварцованными алевролитами, часто перетертыми до глиноподобного состояния. Окварцевание зон прожилково-сетчатое, доля кварца в среднем составляет 10–30%. В кварце наблюдаются гнезда и линзы антимонита, вкрапленность арсенопирита, пирита, единичные зерна галенита, сфалерита, халькопирита. При микроскопическом изучении руд установлены тетраэдрит, станнин, довольно часто присутствует тонкодисперсное золото, зерна которого не превышают 0,05 мм в поперечнике. В наиболее обогащенных прожилках доля рудных минералов достигает 30%, в целом по зоне в золотоносных пересечениях составляет 5–10%. Зоны имеют среднюю мощность 1,5 и 0,8 м, среднее содержание Au 6,0 и 4,8 г/т соответственно.

Отметим, что по расположению и незначительной мощности первичных ореолов данные зоны не могут служить источниками выявленных комплексных геохимических аномалий, ширина которых 100–200 м. В пределах аномалий канавами вскрыто несколько зон мощностью 6–17 м, сложенных зеленовато-желтыми, голубыми, коричневыми глинами с аномально высокими содержаниями As, Sb. В наиболее минерализованных зонах породы интенсивно преобразованы в процессе гипергенеза. По этой причине канавы не были добыты до первичных руд. Среди глин в канавках, а также в обнажениях на крутых склонах в отдельных сохранившихся обломках руд содержания Au достигают 19,6 г/т, Sb 7–65%. Прямой зависимости уровня содержания одного элемента от другого не наблюдается.

*Симбирская площадь* охватывает долину р. Томпо и нижнее течение ее притоков; в 1978 г. покрыта геологической съемкой м-ба 1:200 000. На территории откартированы выходы отложений имтанджинской свиты, которая сложена алевролитами, песчаниками, песчанистыми известняками. Породы смяты в узкие линейные складки с крутым (до

60–70°) залеганием крыльев. Площадь находится в области влияния Томпинского разлома, состоящего из серии субпараллельных зон дробления северо-западного простирания, сгруппированных в полосу шириной ~10 км. Разлом протягивается до Эрычанской площади и далее в северо-западном направлении до Бараинского золоторудного поля. Во всех водотоках площади обнаружены шлиховые потоки золота. В правых притоках р. Томпо выявлена обширная (40 км<sup>2</sup>) геохимическая аномалия As (до 0,02%). В коренных обнажениях отмечались крутопадающие зоны дробления мощностью 4–25 м с тонким кварц-карбонатным прожилкованием. В отдельных зонах наблюдались стержневые кварц-карбонатные жилы мощностью до 0,4 м с богатой вкрапленностью пирита, галенита, сфалерита. По данным штучного опробования содержание Au в жилах достигает 0,8 г/т, Pb 4,2%, Zn 5,1%. Зоны дробления практически не опробовались. В одной из них с рассеянной вкрапленностью тонкозернистого пирита с 25-метрового интервала отобрана точечно-бороздовая проба с содержанием Au 1,4 г/т. Судя по развалам, мощность зоны составляет не менее 100 м.

*Кенне-Бурхалинская площадь* находится в районе истоков рек Кенне, Бурхала, Белая, охватывает соответственно южный и северный фланги Кеннинского и Бурхалинско-Хандинского золоторудно-россыпных узлов. В 1967 г., 1987–1990 гг. территория покрыта геологической съемкой м-ба 1:50 000. Поисковые работы с проходкой канав проводились в 1967 и 1976 гг. В пределах площади отложения суркечанской и хальинской свит смяты в сжатые линейные складки север-северо-восточного простирания и разбиты серией зон дробления того же простирания Менкюленского разлома. Реже отмечаются зоны северо-восточного и северо-западного направлений. В большинстве водотоков установлены шлиховые потоки золота, в наиболее крупных из них имеются частично отработанные промышленные россыпи. В русловых отложениях выявлены потоки с повышенными содержаниями Pb (до 0,01%) и более редкие точечные аномалии As (до 0,02%). На участках литохимического опробования по вторичным ореолам установлены аномалии этих элементов.

На территории известно множество пунктов золоторудной минерализации, представленных кварцево-жильными телами, большинство из которых локализованы в субмеридиональных зонах дробления, реже в секущих субширотных и субпластовых жилах. Жилы содержат бедную вкрапленность сульфидов. Золото в них распределено крайне неравномерно, в отдельных гнездах наблюда-

лись его пластинчатые выделения до 1 см в поперечнике. По результатам опробования содержания Au нередко достигают сотен граммов на 1 т (максимум до 903 г/т). Однако параметры выявленных жил весьма незначительные.

Кроме золотоносных жил, на территории установлены мощные (до 35 м) зоны кварц-карбонатного прожилкования с пирит-галенит-сфалеритовой минерализацией. Около таких зон наблюдаются ореолы пиритизации. В отдельных зонах вокруг кристаллов пирита отмечаются кварцевые сегрегации, подобные обнаруженным на проявлении Лего-Амурское. По результатам штучного опробования содержания Au в зонах невысокие (1–3 г/т), в одной точке — 38,1 г/т.

*Аллахская площадь* охватывает верховья правых притоков р. Аллах-Юнь с богатыми практически отработанными россыпями золота, объединенными в Батылинский россыпной узел. В 1983–1989 гг. здесь проводилась геологическая съемка м-ба 1:50 000, в 1983 г. — маршрутная геохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния с шагом 100 м. В среднем плотность сети опробования составила 500×100 м. На большей части площади развиты среднекаменноугольные терригенные отложения хатынахской, наталинской, экачанской свит, представленные темно-серыми, почти черными алевролитами с редкими пластами песчаников. В отложениях наталинской и низах экачанской свит, как отмечалось ранее, имеется примесь известковистого материала. На южном фланге площади в ядре антиклинали установлены выходы верхнеордовикско-нижнекаменноугольных известняков, доломитов с редкими прослоями туфов, песчаников.

Территория расположена в зоне влияния Менкюленского разлома, состоящего из серии протяженных зон дробления субмеридионального простирания. На южном фланге площади вдоль зон отмечается интенсивная пиритизация нижнекаменноугольных карбонатных пород (хамамытская, куранахская свиты) и терригенных отложений хатынахской и наталинской свит. Осадочные породы подвергнуты карбонатному и кварцевому метасоматозу различной интенсивности, а в пределах метасоматического ореола (включая кварциты) интенсивно пиритизированы. Максимальная пиритизация приурочена к известковистым разностям пелитов, причем линзы известняков без глинистой составляющей практически лишены сульфидов. Пирит формирует просечки и линзочки мелкокристаллического агрегатного строения, обособленные кристаллы (до 3–5 мм), реже гнездовые скопления, как правило, в кварцевой оболочке. В зонах кварц-карбонатного прожилкования, помимо пирита, мар-

казита и арсенипирита, в резко подчиненном количестве отмечаются галенит, сфалерит, халькопирит.

В северной части площади зоны дробления картируются не столь уверенно, что обусловлено, по-видимому, крайним однообразием, монотонностью развитых на этом участке пород наталинской и экачанской свит. При этом головки россыпей правых притоков р. Аллах-Юнь располагаются приблизительно на одной линии, имеющей север-северо-восточное простирание и находящейся на продолжении указанных зон. Кроме этого, в районе головок россыпей установлен ряд крупных комплексных аномалий Ag, As, Pb во вторичных ореолах. Содержания Ag в литохимических пробах составляют 1–2, в единичных случаях 20 г/т, Pb 0,005–0,015%, As 0,01–0,02, реже 0,05%.

Содержания Au в штучных пробах, отобранных на рассматриваемой площади, редко превышают 0,2 г/т, в единичных случаях достигают 1,0–3,5 г/т. Но отсутствие проб с высокими содержаниями, возможно, объясняется закрытостью территории и весьма низкой степенью концентрации работ на локальных наиболее перспективных участках. Целенаправленной заверки геохимических аномалий фактически не проводилось.

*Рудное поле Звездочка* охватывает верховья левых притоков р. Аллах-Юнь, в пределах которых располагаются отработанные россыпи золота. На площади проведены геологическая съемка м-ба 1:50 000 (1962 г. и 1984–1987 гг.) и в незначительном объеме канавные работы (1962 г.). Здесь развиты среднекаменноугольные терригенные отложения хатынахской, наталинской, экачанской свит. Рудное поле расположено в зоне влияния Минорского разлома, состоящего из серии параллельных зон дробления субмеридионального простирания. В водотоках территории установлены устойчивые потоки с повышенными содержаниями As (0,01–0,02%).

В пределах рудного поля известны около десятка пунктов золоторудной минерализации, часть из которых изучена короткими неглубокими канавами. Вскрывались крутопадающие кварцевые, карбонат-кварцевые (до 30% карбоната) жилы север-северо-восточного простирания (10–20°) мощностью 0,2–0,8 м, нередко сопровождаемые зонами интенсивного смятия, развальцевания и брекчирования карбонатизированных, окварцованных алевролитов. Содержание Au в рудных пробах из канав колеблется в пределах 0,2–5,6 г/т, а штучным опробованием по простиранию этих жил зафиксированы содержания Au до 20,4, 23,4 г/т. Рудная минерализация представлена гнездово-вкрапленными выделениями пирита, галенита, сфалерита, реже арсенипирита, халькопирита и мелкой вкраплен-

ностью золота. Содержание сульфидов, как правило, не превышает 5%, но может достигать 10–15%. Канавы пройдены с целью заверки наличия коренных кварцевых жил по глыбовым развалам кварца. Основными же структурами, контролирующими золоторудную минерализацию, как и на Маринском рудном поле, могут быть гипергенно измененные зоны дробления.

*Зоринское рудное поле* примыкает к юго-восточному флангу Маринского и также располагается в зоне влияния Минорского разлома. В 1963 г., 1984–1987 гг. площадь покрыта геологической съемкой м-ба 1:50 000 с проходкой канав в незначительном объеме (1963 г.). Здесь развиты отложения наталинской и экачанской свит. Во всех относительно крупных водотоках рудного поля разведаны и практически полностью отработаны россыпи золота. По результатам опробования копуш выявлена широко распространенная знаковая золотоносность делювиальных отложений. В аллювиальных отложениях водотоков установлены повышенные содержания As (0,01–0,03%) и Ag (0,5–1 г/т). На небольшом участке литохимического опробования по вторичным ореолам выявлены контрастные аномалии As (до 0,05–0,07%), Ag (до 7–10 г/т), Pb (до 0,02–0,03%), которые не заверены. В редких коренных обнажениях (в плотиках отработанных россыпей) наблюдается интенсивная пиритизация терригенных пород.

В пределах рудного поля обнаружена серия золоторудных пунктов минерализации различных морфологических типов (секущие жилы продольной и субширотной ориентировки, зоны дробления с карбонат-кварцевым прожилкованием) с содержанием Au от 0,2 до 24,0 г/т. Рудная минерализация представлена пиритом, галенитом, сфалеритом, арсенипиритом. Основные объемы горных работ были направлены на оценку кварцево-жилных тел. Двумя канавами вскрыта меридиональная зона дробления мощностью до 20 м, сложенная дислоцированными алевролитами с тонким карбонат-кварцевым прожилкованием. Она включает ряд стержневых нередко катаклазированных кварцевых жил мощностью от 0,3 до 2 м с содержанием Au от 0,2 до 8,0 г/т. Содержанием Au такого же порядка характеризуются перемятые, дробленные алевролиты, а также оперяющие зону кварцевые жилы и прожилки. Оруденелые участки данной зоны сходны с рудными телами Маринского рудного поля.

Итак, в 2005–2006 гг. в пределах Аллах-Юньской металлогенической зоны выявлены Северо-Амурское и Маринское золото-кварц-сульфидные проявления, локализованные в мощных протяженных зонах дробления с невысокими (в среднем

<10 г/т), но относительно равномерными концентрациями Au. По наличию установленных факторов контроля и поисковых признаков, характерных для рассматриваемых проявлений, в пределах данной зоны и южного замыкания Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса выделены семь перспективных площадей на выявление месторождений подобного типа. На них проведены геологическая съемка масштабов 1:200 000, 1:50 000, на некоторых участках в 60–70-х годах прошлого столетия — поисковые работы с проходкой канав. Основные объемы горных работ были направлены на оценку кварцево-жильных тел.

Аллах-Юньская металлогеническая зона, а также южное замыкание Верхоянской металлогенической зоны представляются весьма перспективными территориями для выявления золото-кварцево-сульфидного оруденения орогенного типа.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андрянов Н.Г.* О взаимоотношении процессов метаморфизма и золоторудной минерализации в Южно-Верхоянском синклинии // ДАН СССР. 1973. Т. 211. № 2. С. 434–436.
2. *Горячев Н.А.* Происхождение золото-кварцевых жильных поясов севера Пацифика. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003.
3. *Гранитоиды Южного Верхоянья* / Г.А.Гринберг, А.Г.Бахарев, Г.Н.Гамянин и др. – М.: Наука, 1970.
4. *Кокин А.В., Силичев М.К.* Литолого-петрохимические и геохимические особенности отложений, вмещающих стратиформное золото-кварцевое оруденение в юго-восточной Якутии // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 3. С. 15–29.
5. *Константинов М.М., Косовец Т.Н.* Золото-кварцевые месторождения в турбидитах Южной Якутии // Руды и металлы. 1996. № 3. С. 5–20.
6. *Окунев А.Е., Кропачев А.П.* Перспективы поисков месторождений золото-сульфидной формации в Аллах-Юньской минерагенической зоне // Вестник Госкомгеологии. 2006. № 1 (8). С. 19–24.
7. *Окунев А.Е., Данилов В.П.* Новые проявления золото-кварцево-сульфидной формации Аллах-Юньской металлогенической зоны // Вестн. ЯГУ. 2010. Т. 7. № 1. С. 41–46.
8. *Силичев М.К., Белоозерцева Н.В.* Роль коллоидов в формировании согласных золото-кварцевых жил Южного Верхоянья // Зап. ВМО. 1986. Т. 115. № 5. С. 563–568.
9. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)* / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
10. *Флюидный режим формирования и источник рудообразующих растворов золото-кварцевых жил Аллах-Юньской зоны* / В.А.Буряк, И.С.Неменман, Н.В.Бердников и др. // Тихоокеанская геология. 1990. № 3. С. 62–70.
11. *Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И.* Структурно-метаморфические преобразования пород в зонах скалывания // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. № 2. С. 16–20.
12. *Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А.* Геолого-генетическая модель формирования стратиформных золото-кварцевых месторождений Южного Верхоянья // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 33–37.
13. *Фридовский В.Ю.* Структуры раннеколлизийных золоторудных месторождений Верхоянского складчато-надвигового пояса // Тихоокеанская геология. 1998. № 6. С. 26–36.
14. *Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И.* Условия локализации золотого оруденения Маринского рудного поля (Южное Верхоянье) // Отечественная геология. 2011. № 6. С. 13–20.
15. *Яновский В.М.* Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналией. – М.: Недра, 1990.

УДК 550.84.092.1:553.261

© А.А.Сясько, Н.Н.Гриб, А.В.Качаев, 2012

## О ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НОВОГО ТИПА АЛДАНСКОГО ЩИТА

**А.А.Сясько, Н.Н.Гриб, А.В.Качаев (Технический институт (филиал) Северо-Восточного федерального университета им. М.К.Аммосова)**

*Приведены результаты сравнения золоторудного месторождения Колар (Индия) и золоторудных месторождений Верхне-Любикайского рудного поля (Россия). Показана высокая степень сходства размещающегося в породах зеленокаменного пояса докембрийского месторождения Индии и нового типа золоторудных месторождений Алданского щита. Сходство наблюдается во всех аспектах геологического строения — от региональной позиции объектов до строения и состава рудных тел, что свидетельствует о перспективности нового типа месторождений Алданского щита.*

*Ключевые слова:* золоторудные месторождения, архей, зеленокаменные пояса, сульфидизация. Сясько Андрей Александрович, [siasko@rambler.ru](mailto:siasko@rambler.ru), Гриб Николай Николаевич, [grib@nfygu.ru](mailto:grib@nfygu.ru), Качаев Андрей Викторович, [Kachaev67@gmail.com](mailto:Kachaev67@gmail.com)

## ABOUT PERSPECTIVES OF GOLD ORE DEPOSITS OF NEW TYPE OF THE ALDAN SHIELD

**A.A.Syasko, N.N.Grib, A.V.Kachaev**

*The results of comparison of gold-ore deposits of Kolar (India) and gold-ore deposits of Verkhne-Lyubkakaishkiy ore field (Russia) are represented in the article. A high degree of similarity of the greenstone belt rocks of Pre-Cambrian deposits of India and a new type of gold-ore deposits of the Aldanskiy shield is shown. The similarity is manifested in all aspects of subsurface geology — from regional position to local ore bodies. This fact of similarity proves the perspectivity of the deposit of a new type of the Aldanskiy shield.*

*Key words:* gold-ore deposits, Archean period, greenstone belts, sulphidation.

Золотая минерализация в докембрийских образованиях известна на большинстве кристаллических щитов Земного шара. Она приурочена к зеленокаменным поясам, где размещаются месторождения докембрийского возраста с запасами Au от первых тонн до 1000–1500 т. Подобные месторождения на Канадском, Индийском, Бразильском, Австралийском щитах группируются в золотоносные провинции. На Алданском щите, несмотря на наличие троговых структур докембрийского возраста, часть из которых можно рассматривать в качестве аналогов зеленокаменных поясов, такие месторождения не были обнаружены. До середины 90-х годов прошлого столетия в его пределах находили только месторождения, связанные с мезозойской тектономагматической активизацией. Некоторые проявления золота на юге щита ранее связывались с протерозойскими диафоритами, но в последнее время они часто позиционируются как мезозойские динамометаморфиты и метасоматиты. Выявление А.М.Сафоновым в процессе геологической съемки в 1988 г. золотой минерализации в турмалинизированных метабазах темулякитской свиты Тас-Миелинской троговой структуры на западе щита и И.Г.Исанбаевым в 1986 г. «золотоносных кварцитов» в области развития метаморфических образований тимптонской (дэс-леглиерской) серии в его центральной части свидетельствует о потенциальной возможно-

сти обнаружения на Алданском щите промышленного золотого оруденения докембрийского возраста.

Золоторудная минерализация локализована исключительно в телах габброидов (или кристаллических сланцев), относящихся к толеитовой серии, тогда как близкие по составу породы, развитые в федоровской свите, — к известково-щелочной. Обязательной составной частью основных пород с золото-сульфидной минерализацией является ромбический пироксен, причем промышленная золотоносность характерна для тех тел габброидов или их частей, которые вмещаются гранат- и кордиеритсодержащими гнейсами. Строго линейный пакет переслаивающихся золотоносных пород основного состава и вмещающих их гиперстеновых и глиноземистых гнейсов находится, скорее всего, в ядре узкой сжатой линейной антиклинальной складки северо-западно-субширотного простирания, сложенной породами верхних частей разреза нимньрской свиты. Крылья складки сложены породами федоровской свиты. Потенциально золотоносные породы основного состава интенсивно замещаются пестрыми пострудными инфильтрационно-метасоматическими скарноидами, в которых промышленные концентрации золота отсутствуют. При наложении метасоматических процессов на ранее сформированные рудные тела в последних содержания золота резко снижаются. Рудные тела пластообразной формы, падающие под

углами 55–80°, субсогласны с вмещающими породами. Длина залежей по простиранию достигает 900 м, по падению 300 м, средняя мощность колеблется от 0,5 до 2,4 м.

Анализируя особенности локализации рудных тел, строения и состава золотоносных обособлений, авторы [4] приходят к выводу о генетической связи золотого оруденения с основными магматическими породами толеитовой серии и позднемагматическом, возможно, пегматитоподобном происхождении его из остаточных расплавов, обогащенных рудными металлами и серой, обособившихся от основной магмы на заключительных этапах кристаллизации.

Для приблизительной оценки перспектив нового типа месторождений Алданского щита сравним геологическое строение золоторудных месторождений Верхне-Любкакайского рудного поля и аналогичных месторождений. Сведений о нахождении подобных объектов на территории Российской Федерации нет, поэтому краткий обзор и сравнение проведены с привлечением данных по месторождениям кристаллических щитов мира.

В работе [12] приведена нетрадиционная модель малосульфидного золото-кварцевого месторождения Хоумстейк. Авторы полагают, что «эта модель для малосульфидных кварцевожилых месторождений архейского возраста и применима к 90 процентам месторождений, классифицированных как месторождения типа Хоумстейк [8] или как крупнообъемная модель [7]. Эти существующие классификации предполагают, что месторождения связаны с породами железорудной формации или хемогенными осадками. Тем не менее, большинство архейских золоторудных месторождений не отвечают этим условиям. Модель, представляемая здесь, применима к большинству золоторудных месторождений архейского возраста».

*Краткое описание модели:* кварцевые с карбонатами (кальцит, анкерит, сидерит) или без таковых жилы, реже штокверки и зоны кремниевого и (или) карбонатного замещения, содержащие самородное золото, золотосодержащие пирит или арсенопирит, электрум и гораздо реже золото в теллуридах.

*Типичные месторождения:* Доум и Памоур — Тимминс, Кэмпбелл Рэд Лейк, Керр Аддисон, Озеро Кирклэнд, Онтарио; Сигма, Квебек, Макинтайэ и Ренабие — Канада; Норсемэн, Австралия; Роупс, Мичиган, США [12].

*Отличительные характеристики:* самородное золото обычно ассоциировано с малым количеством рассеянных сульфидов (пирита или пирротина) в хорошо сформированных кварцевых жилах или штокверках с устойчивыми серицит-карбонатными ореолами в сильно дислоцированных архейских породах

ранней или средней стадии регионального метаморфизма [12].

*Важное замечание:* месторождения этого типа с годовым объемом мировой добычи порядка 9900 млн. т руды занимают второе место по добыче Au после палеоконгломератов Витватерсранда (Южная Африка). Они найдены на всех крупных архейских кратонах [12].

#### **Региональная геологическая характеристика.**

Тектоническая позиция: большинство находок приурочены к архейским зеленокаменным поясам или связанным с ними интрузиям вдоль сильно деформированных крутопадающих шарьяжных зон. Большинство шарьяжных форм сосредоточены вдоль контактов между крупными сериями осадочных и вулканических пород, параллельно основным структурам, непрерывны или цепочно-непрерывны по простиранию >30 км при мощности структуры до 2 км [12].

Возраст: архей. Обычно моложе, чем последний период региональной тектономагматической активизации [10, 11].

#### **Локальная геологическая характеристика.**

Вмещающие породы: метаморфизованные, сильно измененные супракрystalльные породы; чаще всего базальты толеитовой серии, комагитты или их вулканокластические и субвулканические аналоги. Большинство месторождений встречаются в породах зеленокаменной стадии метаморфизма [12].

Ассоциированные породы: щелочные интрузивные породы и лампрофировые дайки [12].

Структурная позиция: обособленные жилы, размещенные в зонах деформации зеленокаменных метаморфических зон с преобладающими хрупкими и хрупкопластичными деформациями. Кроме того, характерна окаймляющая рассеянная минерализация мощностью до сотен метров в мелкозернистых метаморфических породах, пластичные деформации которых не привели к проявлению трещиноватости. Месторождения могут быть пространственно ассоциированы с plutonicкими телами, например Холлингер-Макинтайр, Онтарио. Мощность отдельных жильных тел обычно <10 м, по простиранию <100 м. В некоторых крупных месторождениях (например, округ Кирклэнд-Лейк, Онтарио) тела по простиранию прослежены на расстоянии >5 км при мощности до 500 м, протяженность по падению не менее 2 км [12].

Структура: рудоконтролирующие структуры обычно субвертикальны или вертикальны [12].

Рудоконтролирующие факторы: золото ассоциировано с рассеянной сульфидной минерализацией. Золотосодержащие сульфиды контролируют

ся микротрещинами, встречаются в виде неравномерной мелкой вкрапленности в кварце и породах, непосредственно примыкающих к жильным телам, или как рассеянные или замещающие в сильно измененных и деформированных породах [12].

Минералогия руд: основной рудный минерал — самородное золото, электрум или золото в пирите, пирротине, арсенопирите, реже в теллуридах. Основные акцессорные минералы — галенит, сфалерит, халькопирит, молибденит, шеелит, магнетит, гематит [12].

**Геохимическая характеристика:** золото сопровождается следующим рядом геохимической зональности: Ag, As, Au, B, Ba, Cr, Li, Mo, Rb, Sb и W; на некоторых месторождениях наблюдается понижение содержания Cu, Pb и Zn [6]. Среднее отношение Au/Ag в руде составляет 10:1 [9].

**Геофизическая характеристика:** региональные линейные аэромагнитные или гравитационные аномалии как индикаторы шарьяжных зон первого или второго порядков. Наземные магнито-разведочные и электромагнито-разведочные исследования могут выявить понижения напряженности магнитного поля и электромагнитную проводимость, ассоциированную с кварцевыми жилами. Пониженная проводимость может быть обнаружена в непосредственной близости от минерализованных разностей. Рассеянная сульфидная минерализация может вызвать появление аномалий естественного поля [12].

**Другие поисковые признаки:** архейский возраст; крупные шарьяжные зоны, прослеживаемые на 5 км и более; зеленокаменная, реже амфиболитовая фация регионального метаморфизма; повышенное содержание  $Fe_2+Fe_3$  во вмещающих породах [12].

Сформулировав общие признаки, проведем сравнение месторождений. Рассмотрим геологическое строение месторождения Колар [6] (Дхарварский кратон, Южная Индия) и месторождений Верхне-Любкакайского рудного поля [1, 4, 5] (Алданский щит, Южная Якутия).

Месторождение Колар (черносланцевый пояс Колар) — самый южный и до последнего времени самый золотоносный черносланцевый пояс Дхарварского кратона, имеющий субмеридиональное простирание, сложенный преимущественно амфиболитами толеитовой серии. Коматитовые амфиболиты, графитовые сланцы и филлитовые сланцы, известные как гнейсы Чемпион, встречаются в подчиненных количествах. В центральной части пояса, где распространена основная золоторудная минерализация (Золотое поле Колар), преобладают массивные тонкозернистые толеитовые амфиболиты, разделяющие пояс на восточную и западную части. В

центральной зоне, где локализованы кварцевые жилы с интенсивно проявленной золотой минерализацией, наблюдается тектонический контакт между двумя свитами метавулканитов. Авторы работы [13] считают, что сланцевый пояс Колар представляет собой позднеархейский шов — границу между двумя, по меньшей мере, позднеархейскими гнейсовыми массивами. Это предположение позиционирует тектоническую позицию Коларского района аналогично мезозойско-кайнозойским границам севера Американских Кордильер.

В пределах пояса Колар известны два типа золотой минерализации: кварц-карбонатные золоторудные жилы в амфиболитах, наиболее значимые с экономической точки зрения, и стратиформное оруденение в породах железорудной формации. Жильная золотая минерализация наблюдается в центральной части пояса в виде ряда параллельных сближенных жильных тел в толеитовых амфиболитах [14].

Золоторудные месторождения Верхне-Любкакайского рудного поля открыты в конце 90-х годов XX в. [5]. Согласно принятому стратиграфическому расчленению архейских кристаллических пород фундамента Алданского щита, месторождения расположены на границе федоровской и подстилающей ее нимырской свит. Толща кристаллических пород, развитых в границах Верхне-Любкакайского рудного поля, представлена пакетом чередующихся, согласных, субпараллельных, контрастных по магнитным свойствам и составу линейных пластообразных тел, сложенных практически немагнитными гипертеновыми и глиноземистыми гнейсами, сравнительно слабомагнитными дупироксеновыми породами основного состава предположительно магматического происхождения и высокомагнитными биотитовыми гранитами субщелочного и нормального составов. Залегание пород в пакете исключительно выдержанное на протяжении 9–9,5 км ( $305–310^\circ$ ) от юго-восточной границы площади поисков до руч. Кур на северо-западе, по долине которого проходит крупный амплитудный разлом северо-восточного простирания. Пластообразные тела в пакете и сам пакет лежат в целом с наклоном на северо-восток под углом  $55–75^\circ$ , причем если на юго-восточном фланге рудного поля падение пластов с глубиной становится круче до  $80–85^\circ$ , то на северо-западе местами наблюдается их выполаживание до  $25–30^\circ$ . К северо-западу от вышеназванного разлома простирание пород в пакете постепенно сменяется на субширотное.

Пакет линейных тел, в котором породы основного состава золоторудны, находится в ядерной части узкой сжатой антиклинальной структуры северо-западно-субширотного простирания, сложенной по-



## Сравнение характерных особенностей золоторудных месторождений

Характеристика	Месторождение Колар	Месторождения Верхне-Любкакайского рудного поля
Вмещающие породы	Амфиболиты толеитовой серии	Основные породы толеитовой серии — нориты, габбро-нориты, амфиболовые габбро-нориты
Околорудные изменения	Узкие зоны интенсивных биотитизации, альбитизации, карбонатизации	Узкие зоны интенсивных карбонатизации, хлоритизации
Рудные тела	Эпигенетические золото-кварц-карбонатные жилы с различным количеством фрагментов вмещающих пород и незначительным количеством сульфидов	Зональные всегда крупнозернистые в отличие от среднезернистых вмещающих габбро-норитов тела сульфидно-пироксенового, сульфидно-пироксен-плагиоклазового и сульфидно-пироксен-плагиоклаз-кварцевого составов с рассеянной сульфидизацией
Условия залегания	Трещиноватые жилы с рассеянной сульфидной минерализацией, золото встречается в самородной форме в кварцевых жилах	Золото приурочено к микротрещинам в кварце и других минералах и их интерстициях, реже отмечается в обособленных выделениях и мельчайших гнездовых скоплениях в виде тонкодисперсных золотин вблизи сульфидов
Сульфиды	Пирротин, пирит, арсенопирит	Арсенопирит, пирротин, галенит, лёллингит

родами верхней части разреза нимырской свиты. Крылья структуры, обнажающиеся в северо-западной и юго-восточной частях площади, сложены, вероятно, породами нижних частей разреза федоровской свиты.

Основные особенности условий локализации золоторудной минерализации, состава и строения рудных тел месторождений следующие:

золоторудная минерализация локализована в породах основного состава (норитах, габбро-норитах и амфиболовых габбро-норитах), обязательной составной частью которых является ромбический пироксен;

промышленные рудные тела выявлены только в тех телах пород основного состава, которые вмещаются гранат- и кордиеритсодержащими гнейсами;

в околосокарновых породах, образующихся на контакте субщелочных гранитов с габброидами, промышленные концентрации золота отсутствуют, скарирование пострудное, при наложении метасоматических процессов на ранее сформированные золоторудные концентрации содержание золота в последних резко снижается;

рудные тела имеют форму пластообразных залежей, субсогласных с вмещающими породами;

рудные тела сложены зональными крупнозернистого сложения линзами сульфидно-пироксен-плагиоклаз-кварцевого состава мощностью от первых сантиметров до 0,8–1,0 м, в единичных случаях до 4–5 м;

мощность рудного тела зависит от числа и мощности сближенных линз в рудном пересечении;

линзы-обособления согласны с полосчатостью вмещающих габбро-норитов, а их контакты совпадают с ограничениями породообразующих минералов вмещающей породы;

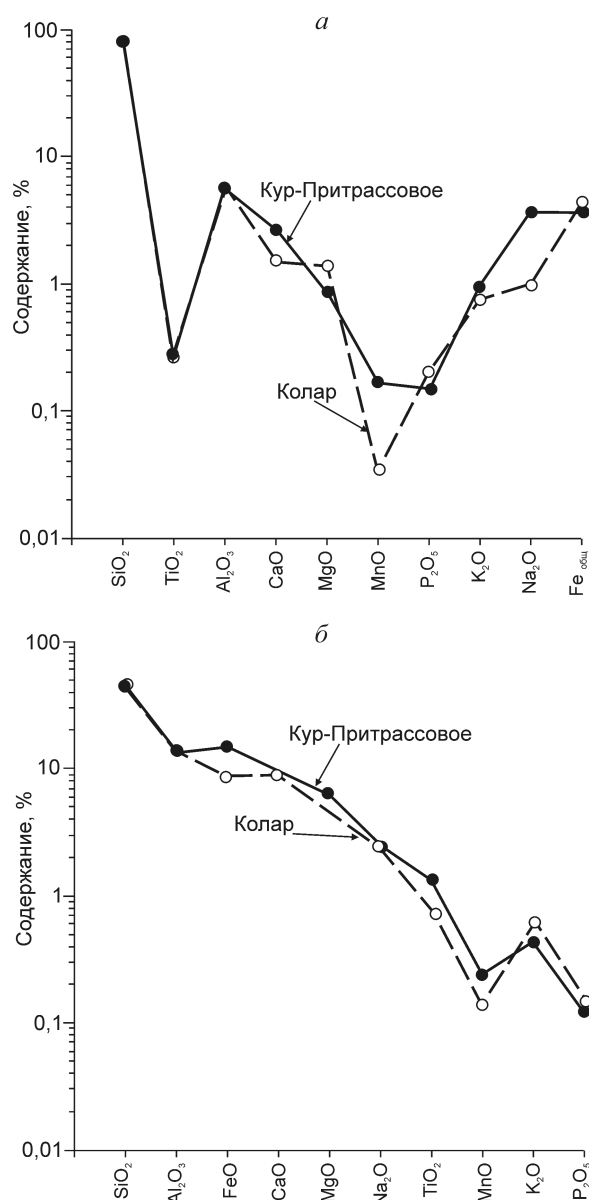
качественный состав породообразующих силикатов в рудных линзах аналогичен таковому во вмещающих породах (исключая кварц ядерных частей обособлений);

строение линз зональное, краевые части сложены преимущественно пироксенами, реже плагиоклазом. Промежуточная зона имеет существенно плагиоклазовый состав, центральная, или ядерная, часть линзы, мощность которой зависит от мощности обособления, — в основном кварцевый. Непременная составная часть промежуточной и центральной зон — крупные идиоморфные зерна клинопироксена, реже ортопироксена;

породообразующие минералы в рудных обособлениях в среднем на порядок крупнее, чем во вмещающих габбро-норитах. Для зерен пироксенов и плагиоклаза характерен ярко выраженный идиоморфизм;

содержание сульфидов в обособлениях колеблется от первых процентов до 18–20%, местами достигает 50–60%. Выделения сульфидов крупные, они практически всегда выполняют интерстиции породообразующих силикатов, поэтому ксеноморфные. При содержаниях <15–20% сульфидная минерализация в основном вкрапленная, при количестве сульфидов >20% появляются участки сидеронитовой структуры;

золотая минерализация сосредоточена в обособлениях, редко в их сульфидизированных экзоконтактах. По данным изучения технологической пробы, отобранной из существенно кварцевого материала, золото до 80% свободное, остальное концентрируется в сульфидах, преимущественно арсенидах и сульфидоарсенидах железа. Форма нахождения золота в сульфидно-силикатных обособлениях малой мощности не изучена.



Результаты силикатного анализа вещества рудных тел (а) и вмещающих пород (б) (средние показатели)

Максимально тесная пространственная связь золотого оруденения с породами основного состава толеитовой [3] серии, согласное с вмещающими габбро-норитами залегание золоторудных обособлений и рудных тел в целом, качественно одинаковый состав породообразующих силикатов в рудных телах и вмещающих породах, зависимость состава цветных минералов в обособлениях от их состава в экзоконтактах оруденелых линз служат, по-видимому, свидетельством генетической связи между золотым оруденением и основными магматическими по-

родами. Зональное строение и крупнозернистое сложение рудных обособлений, высокий идиоморфизм породообразующих силикатов в них при ярко выраженном ксеноморфизме рудных минералов (вплоть до образования сидеронитовых структур) говорят, вероятно, о позднемагматическом, возможно, пегматитоподобном происхождении золотого оруденения из остаточного, обособившегося от частично закристаллизованной основной магмы, расплава, насыщенного рудными металлами и серой.

В предлагаемой модели образования месторождений не находит убедительного и логичного объяснения появление больших объемов кварца в ядерных частях крупных обособлений, тем более, что во вмещающих габбро-норитах кварц отсутствует. Одно из возможных решений этой проблемы заключается в следующем. Остаточный расплав локализовался в прототектонических трещинах. На заключительных этапах кристаллизации в результате подновления трещин по ним происходила фильтрация наиболее глубоких гидротермальных растворов. Возможно, именно этим объясняется интенсивное замещение пироксенов и плагиоклаза вторичными минералами в обособлениях с кварцевым ядром.

Если золотое оруденение сформировано близкоодновременно с вмещающими породами основного состава толеитовой серии, то возраст его может быть раннепротерозойским. Габбро-нориты интродировали в гнейсовую толщу, возраст которой согласно Sm-Nd датировкам 2100–2300 млн. лет, и, в свою очередь, прорываются субщелочными гранитами, U-Pb возраст которых около 1900 млн. лет [2].

Сопоставление некоторых характерных особенностей месторождений Колпар и Верхне-Любкакайского рудного поля (таблица) позволяет судить о высокой степени внешнего сходства их геологического строения. Химические составы рудных тел Дхарварского кратона [14] и месторождений Верхне-Любкакайского рудного поля (рисунок а) по данным силикатного анализа весьма близки.

На рисунке б приведены данные силикатного анализа по вмещающим породам Верхне-Любкакайского рудного поля и вмещающим не измененным и слабо измененным породам рудного пояса Рамагири (Дхарварский кратон) [14]. Налицо высокая степень совпадения содержаний оксидов в породах рассматриваемых месторождений. По содержаниям оксидов калия и фосфора вмещающие породы месторождений Верхне-Любкакайского рудного поля ближе к слабо измененным вмещающим породам Рамагири, чем к не измененным.

Результаты сравнительного анализа месторождений, помимо научного, представляют и сугубо практический интерес. Проблема воспроизводства

запасов по всем видам сырья стала уже привычной темой дискуссий, остро стоит проблема и в золото-добывающей промышленности. В настоящее время разведанные запасы категории  $C_2$  месторождений Верхне-Любцакского рудного поля составляют <30 т, что не позволяет относить их к уникальным. Однако учитывая сходство геологического строения и геометрических параметров объектов рудного поля с месторождением Колар, на котором освоены запасы руды составляют ~45,4 млн. т при среднем содержании Au 17,8 г/т [12], перспективы Верхне-Любцакского рудного поля представляются более оптимистичными.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В.* Геология и генезис докембрийских золотоносных метабазитов центральной части Алдано-Станового щита (на примере месторождения им. П.Пинигина). – Якутск: ИГАБМ СО РАН, 2010.
2. *Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф.* Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М., 2001. С. 81–104.
3. *Сясько А.А., Гриб Н.Н., Никитин В.М.* Сравнительная характеристика архейских золоторудных месторождений // Наука и образование. 2006. № 4. С. 58–65.
4. *Сясько А.А., Торопыгин С.Б., Швец В.Н., Боярко Г.Ю.* Новый тип золотого оруденения на Алданском щите // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых. Томск, 2001. С. 335–339.
5. *Торопыгин С.Б., Сясько А.А., Швец В.Н., Боярко Г.Ю.* Рудопроявления Кур и Прирассовое // Южно-Якутская комплексная экспедиция: 50 лет поисков и открытий. Нерюнгри, 2002. С. 62–70.
6. *Archean lode gold deposits in Ontario / A.C.Colvine, J.A.Fyon, K.B.Heather et. al.* // Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper. 1988. 139.
7. *Berger B.R.* Descriptive model of Homestake Au // Mineral Deposit Models: U.S. Geological Survey Bul. 1986. 1693. P. 244.
8. *Berger B.R.* Descriptive model of low-sulfide Au-quartz veins // Mineral Deposit Models: U.S. Geological Survey Bul. 1986. 1693. P. 239.
9. *Colvine A.C.* Empirical model for Archean gold deposits // The Geology of Gold Deposits — The Perspective in 1988: Economic Geology Monograph, Economic Geology Publishing Company. 1989. 6. P. 37–53.
10. *Hanes J.A., Archibald D.A., Hodgson C.J., and Robert F.* Dating of Archean auriferous quartz vein deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada:  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  evidence for a 70–100 m.y.-time gap between plutonism-metamorphism and mineralization // Econ. Geol. 1992. Vol. 87. P. 1849–1861.
11. *Hodgson, C.J., Hamilton, J.V.* Gold mineralization in the Abitibi greenstone belt — end stage result of Archean collisional tectonics? // The Geology of Gold Deposits — The Perspective in 1988: Economic Geology Monograph. 1989. Т. 6. P. 86–100.
12. *Klein T.L., Day W.C.* Descriptive and grade-tonnage models of archean low-sulfide Au-quartz veins and revised grade-tonnage model of Homestake Au // UNITED STATES DEPARTMENT OF THE INTERIOR GEOLOGICAL SURVEY. Open-file Report. 1994.
13. *Plate Tectonics. 2.5 billion years ago: Evidence at Kolhar, South India / E.J.Krogstad, S.Balakrishnan, D.K.Mukhopadhyay* // A report, Science. 1989. 243. P. 1337–1340.
14. *Rajamani V., Shivkumar K., Hanson G.N., and Shirey S.B.* Geochemistry and petrogenesis of amphibolites, Kolhar schist belt, south India: Evidence for Komatiitic magma derived by low percentages of melting of the mantle // J. Petrol. 1985. 26. P. 92–123.

УДК 550.84.092.1:553.261

© А.А.Сясько, Н.Н.Гриб, 2012

## ПРОГНОЗ РЕСУРСОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ДАННЫМ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ОПРОБОВАНИЯ

**А.А.Сясько, Н.Н.Гриб (Технический институт (филиал) Северо-Восточного федерального университета им. М.К.Аммосова)**

*Оценены ресурсы золоторудных месторождений нового типа на Алдано-Становом щите. По результатам геологоразведочных работ на участках Кур и Притрассовый Пинигинского месторождения установлено соответствие между площадной продуктивностью геохимических аномалий вторичных ореолов рассеяния и запасами рудных тел. Данные, накопленные за пятнадцать лет изучения Верхне-Любкакайского рудного поля в целом и Пинигинского месторождения в частности, позволяют оптимистически оценить перспективы золотоносности докембрийских золоторудных месторождений Алдано-Станового щита.*

*Ключевые слова:* Алдано-Становой щит, золотое оруденение, геохимия.

*Сясько Андрей Александрович, [siasko@rambler.ru](mailto:siasko@rambler.ru), Гриб Николай Николаевич, [grib@nfygu.ru](mailto:grib@nfygu.ru)*

### GOLD DEPOSITS RESOURCES FORECAST ACCORDING TO THE DATA OF THE GEOCHEMICAL SAMPLING

**A.A.Syasko, N.N.Grib**

*The estimation of new type gold deposits resources discovered on the Aldan-Stanovoy shield is presented in the article. On the basis of geological exploration works data on sections of the Cur and Pritrassovy Piniginsky field the correspondence is set between the areal productivity of secondary geochemical anomalies dispersion and reserves of the ore bodies. The data accumulated during the fifteen years of study of the Verhne-Lubkakaysca ore zone as a whole and Piniginsky field in particular, allow us to give an optimistic assessment of the prospects for gold of Precambrian gold fields of Aldan-Stanovoy shield.*

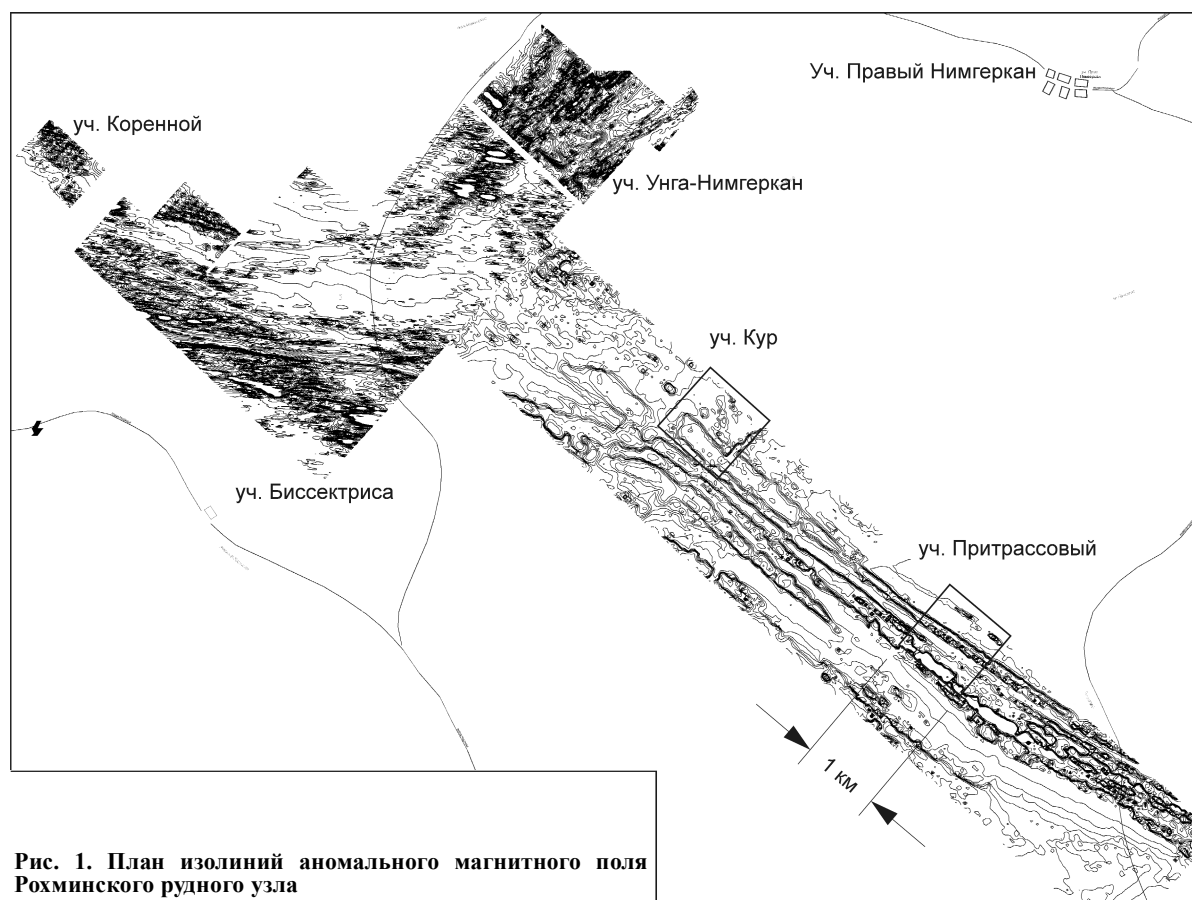
*Key words:* Aldan-Stanovoy shield, gold mineralization, geochemistry.

Рудное золото в районе проявлений Кур и Притрассовое (рис. 1) впервые обнаружено при геолого-съёмочных работах м-ба 1:50 000. В верховьях руд. Кур в глыбовой россыпи диопсид-амфиболовых и диопсидовых гнейсов тимптонской (дес-леглиерской) серии был встречен обломок жильного кварца с округлыми пустотами выщелачивания и реликтами сульфидов в пустотах. В штучной пробе содержание Au составило 2,1 г/т. Последующие находки проявлений рудного золота сделаны уже при геологическом доизучении площади м-ба 1:50 000 в 1978–1988 гг. В 1984 г. геологами Ф.Р.Леоновой и И.Г.Исанбаевым открыто проявление Притрассовое. Штучная проба кварца из выбросов старой канавы в 700 м от Канкунской автодороги показала высокое содержание золота. В том же полевом сезоне геологом И.Г.Исанбаевым на площади Верхне-Любкакайского рудного поля выявлены рудопроявление Кур и ряд пунктов золоторудной минерализации. В последующее десятилетие в пределах Верхне-Любкакайской рудной зоны проведены работы для установления перспектив золотоносности, но никаких определенных результатов получено не было.

Поисково-ревизионные работы в 1996–2000 гг. на рудопроявлениях Кур и Притрассовое позволили объяснить причину неудач предшественников, которые связывали золотое оруденение с телами

так называемых «золотоносных кварцитов». Выяснилось, что в подавляющем числе случаев оруденение локализовано в линейных телах основных пород — норитах, габбро-норитах, амфиболовых габбро-норитах. В стратифицированной геологии архея Алдано-Станового щита эти породы описываются как метаморфические кристаллические сланцы — гиперстеновые, диопсидовые, двупироксеновые, амфиболовые и амфибол-пироксеновые, образовавшиеся из вулканитов основного состава в результате регионального метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций, или как метаморфизованные габбро и габбро-нориты [1].

В результате комплексных исследований, включающих поисковые маршруты, наземные магниторазведку и электроразведку, литохимическое опробование рыхлых четвертичных отложений, проходку канав (бульдозерную и с применением буровзрывных работ), колонковое бурение поисково-картировочных и поисковых скважин, на участке Кур выявлено три крутопадающих золоторудных тела, на участке Притрассовый — одно. При бортовом содержании 1,0 г/т суммарные запасы Au категории C<sub>2</sub> в рудных телах составили 5306 кг при средней концентрации в подсчетных блоках 2,25–5,45 г/т, прогнозные ресурсы категории P<sub>1</sub> — 8292 кг, всего — 13 598 кг. Отмечено сходство структурной позиции



**Рис. 1. План изолиний аномального магнитного поля Рохминского рудного узла**

изученных рудопроявлений, состава руд и вмещающих пород рудопроявлений с месторождениями золота в докембрийских зеленокаменных поясах Северной Америки и Западной Австралии [3].

В связи с положительными результатами поисков рудного золота (С.Б.Торопыгин, А.А.Сясько и др.) в 2000–2003 гг. выполнены поисковые работы на площади Верхне-Любкакайского рудного поля.

Проведенные в период с 1996 по 2003 гг. геологоразведочные работы позволили перевести рудопроявления Кур и Притрассовое в разряд месторождений. По результатам последних исследований установлено, что золоторудная минерализация локализована исключительно в телах габброидов (или кристаллических сланцев), относящихся к толеитовой серии, тогда как близкие по составу породы, развитые в федоровской свите, относятся к известково-щелочной серии. Линейный пакет переслаивающихся золотонесущих основных пород и вмещающих их гиперстеновых и глиноземистых гнейсов находится, скорее всего, в ядре узкой сжатой линейной антиклинальной складки северо-западно-субширотного простирания, состоящей из

пород верхних частей разреза нимырской свиты. Крылья складки сложены породами федоровской свиты. Потенциально золотоносные породы основного состава замещаются пестрой гаммой пострудных инфильтрационно-метасоматических скарноидов, в которых промышленные концентрации золота отсутствуют. При наложении процессов на ранее сформированные рудные тела в последних содержания золота резко снижаются. Рудные тела имеют форму пластообразных залежей, согласных с вмещающими породами. Длина метасоматических залежей по простиранию достигает 900 м. По падению (на северо-восток под углами 55–80°) они изучены на 300 м. Средняя мощность их колеблется от 0,5 до 2,4 м [2].

Цель настоящей статьи — оценка возможного масштаба золотого оруденения. Следует отметить, что прогноз потенциальных ресурсов является первым шагом адекватной оценки перспектив золотоносности докембрийских толщ Алдано-Станового щита.

На территории Верхне-Любкакайского рудного поля осуществлен значительный объем опробования вторичных ореолов рассеяния. Пример резуль-

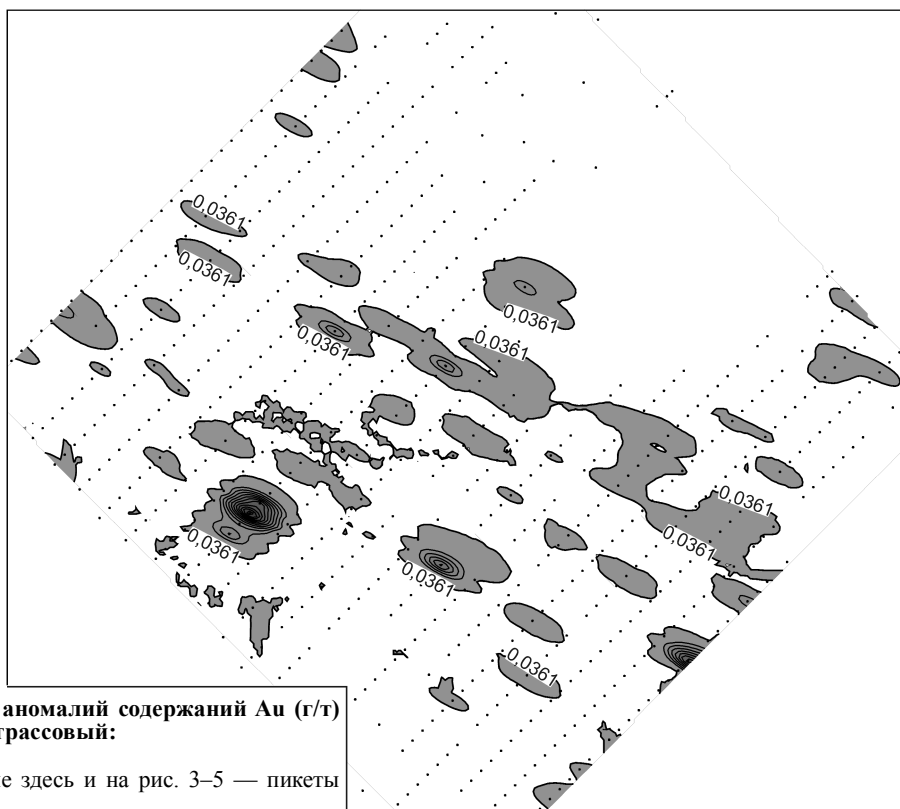


Рис. 2. План аномалий содержаний Au (г/т) участок Притрассовый:

точки на плане здесь и на рис. 3–5 — пикеты отбора проб

татов обработки данных опробования для участка Притрассовый (рис. 2) приведен ниже. К расчету принят вторичный ореол рассеяния золота на данном участке, в плане соответствующий положению одного из рудных тел.

Определение параметров вторичного ореола: аномальный уровень 0,0361 г/т; площадь ореола 23 140 м<sup>2</sup>; число точек, вошедших в подсчет, 21; среднегеометрическое содержание Au в контурах аномалии 0,0556 г/т; фоновое содержание Au 0,0361 г/т.

Площадная продуктивность, вычисленная по формуле:

$$p = \sum_{i=1}^m S \bar{C} - SC\phi,$$

равна 450,45 м<sup>2</sup>г/т.

Расчет продуктивности выхода рудного тела под покровы рыхлых отложений (данные подсчета запасов категории C<sub>2</sub>): длина рудного тела в проекции на дневную поверхность 400,46 м; видимая площадь рудного тела 1436,65 м<sup>2</sup>; средневзвешенное содержание Au 5,47 г/т; средневзвешенная плотность рудного тела 3,07 г/т; площадная продуктивность рудного тела  $p_{р.т.}$  7858,48 м<sup>2</sup>г/т.

Коэффициент соответствия площадных продуктивностей:  $k=450,45/7858,48=0,057$ .

Определение численного значения коэффициента соответствия между продуктивностью вторичного ореола рассеяния в тоннах золота на слой 1 м и продуктивностью рудного тела на 1 м подвески (исходные данные для вторичного ореола те же):

$$q=23140 \text{ м}^3 \cdot 2,4 \text{ т/м}^3 \cdot (0,0556-0,0361) \text{ г/т}=1082,95 \text{ г,}$$

$$q_{р.т.}=1436,65 \text{ м}^3 \cdot 3,07 \text{ т/м}^3 \cdot 5,47 \text{ г/т}=24 \text{ 125,52 г.}$$

Коэффициент соответствия продуктивностей:  $k=1082,95/24 \text{ 125,52}=0,045$ .

Следует отметить, что коэффициент отношения коэффициентов продуктивности для золоторудных месторождений крайне невыдержан. В пределах площади работ есть участки, на которых значимое коренное оруденение крайне слабо проявляется во вторичных ореолах рассеяния.

Основная идея настоящей статьи — вычисление коэффициентов соответствия площадных продуктивностей геохимических аномалий вторичных ореолов рассеяния по наиболее детально изученным участкам Кур и Притрассовый для приближенной оценки прогнозных ресурсов рудного поля. Вычисления выполнены отдельно для каждого участка. Среднее из полученных коэффициентов будет использовано для прогнозной оценки ресурсов золотого оруденения на прилегающих участках, характеризующихся сходным геохимическим ландшафтом.

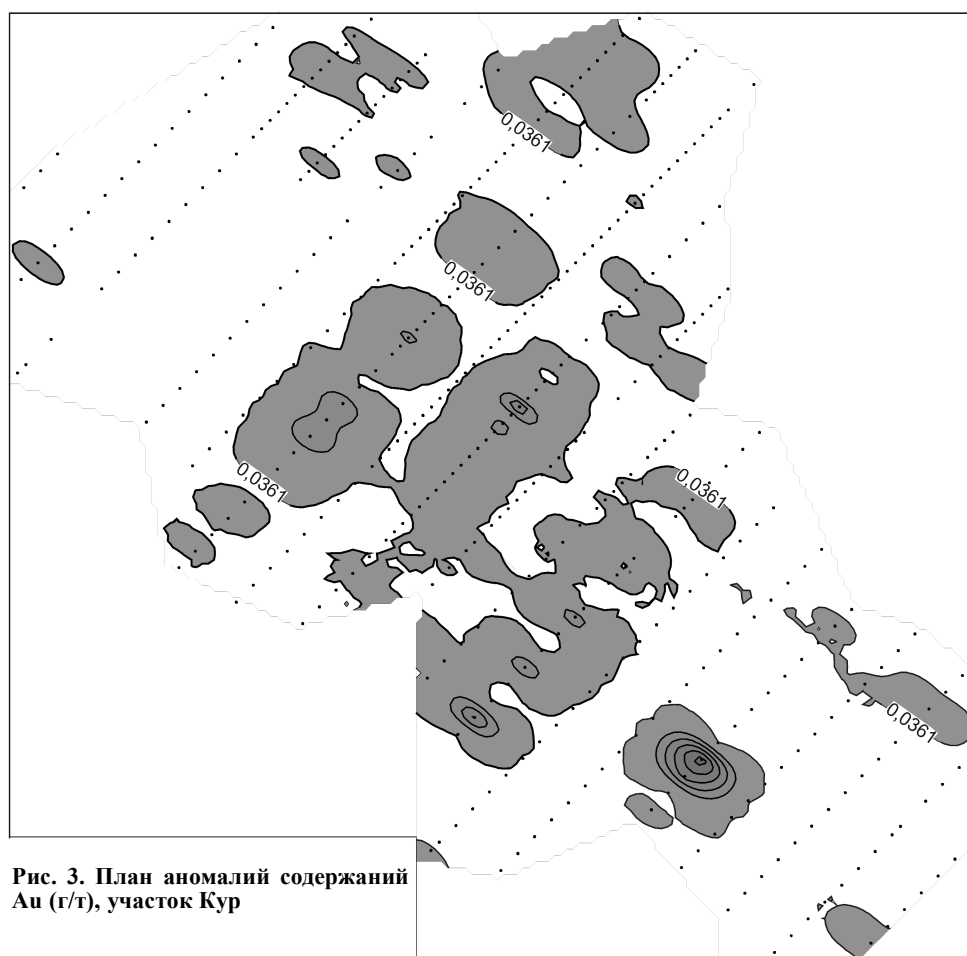


Рис. 3. План аномалий содержания Au (г/т), участок Кур

Расчет коэффициентов соответствия для участка Притрассовый, приведенный выше, выполнен А.А.Сясько в 2000 г.

Сложнее складывались обстоятельства при литогеохимическом опробовании участка Кур (рис. 3). Из-за сильной заболоченности опробовалась лишь центральная его часть, что, естественно, повлияло на представительность опробования по участку в целом.

Аномалии при построениях выделены по минимально аномальным уровням концентраций элементов. При общем рассмотрении результата построений обращает на себя внимание сложность геохимической картины (см. рис. 3). Аномалии по отдельным профилям часто не подтверждаются опробованием по соседним профилям: на профиле 8 (нумерация профилей с северо-запада на юго-восток, начиная с нулевого) имеет место протяженная (пикеты 350–800 м) аномалия вторичного ореола рассеяния золота, на смежных с ним профилях 7 и 9 аномалия не проявляется. Описываемая аномалия весьма представительна — в интервале 350–800 м по про-

филю отобраны 29 проб, анализ которых показал следующие содержания Au, г/т: 0,7 — три пробы, 0,5 — одна, 0,3 — три, 0,2 — две, 0,1 — четыре, 0,07 — три. Проб с содержаниями Au ниже фона в выборке всего 12 на протяжении 450 м. Аналогичная картина сложилась на профилях 10 в интервале 450–650 м, 13 в интервале 450–750 м. Ландшафтные условия на участке пробоотбора одинаковые, пробы по всем профилям отбирались одновременно и подвергались стандартному процессу обработки.

Аномалии содержания золота во вторичных ореолах рассеяния на участке Кур условно можно разделить на три группы.

1. Аномалии содержания Au во вторичных ореолах рассеяния, соответствующие рудным телам, подтвержденным горными выработками и скважинами. К данной группе относятся аномалии, расположенные в центре участка. Положение их в плане соответствует выходу уже разведанных рудных тел 1, 2 и 3 под рыхлые отложения. Центр каждой аномалии несколько смещен по уклону рельефа

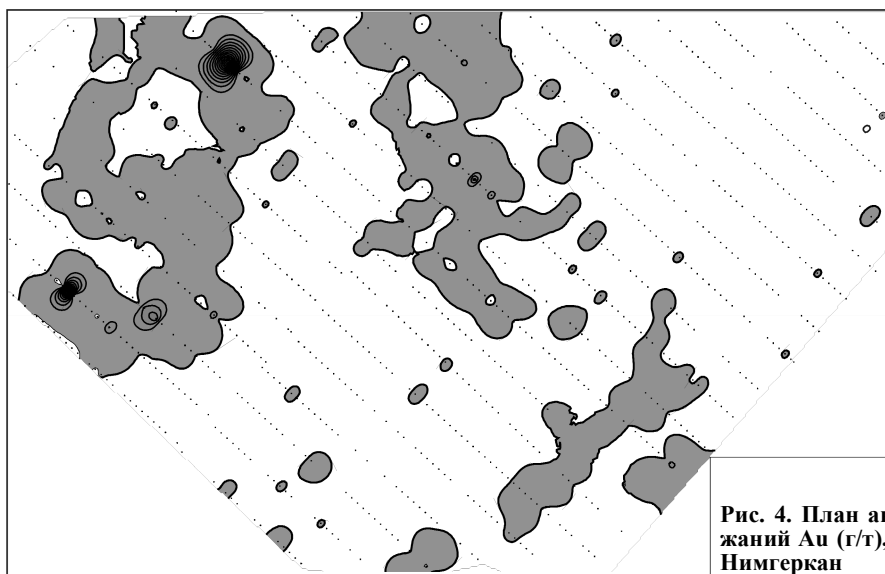


Рис. 4. План аномалий содержания Au (г/т), участок Унга-Нимгеркан

в сторону больших пикетов. Амплитуда смещения ~10–30 м. К этой же группе можно отнести аномалию на профиле 8. Ее положение соответствует выходу предполагаемого рудного тела в районе 53–54 пикетов (530–540 м от начала профилей, отсчет начинается с севера).

2. Аномалии юго-западной части участка в районе пикетов 650–750 м. Происхождение их не установлено. Предположительно аномалии в районе пикетов 700–750 м профилей 8, 10–13 обусловлены выходом под рыхлые отложения предполагаемых кварцево-жильных зон в толще позднеархейских гранитов. Особенно перспективной выглядит аномалия на профиле 16 в районе пикета 650 м. Она представлена четырьмя литогеохимическими пробами, в трех из которых по данным спектрозотометрического анализа содержания Au 0,07, 1,0, 1,5 г/т. В этом же районе отобраны штурфовые пробы, анализ которых показал содержания до 5,16 г/т (по данным атомно-абсорбционного анализа).

3. Мощная площадная аномалия в северной части участка с центром в районе пикета 270 м между профилями 6 и 7. Контур ее не замкнут — сильная заболоченность помешала отбору проб, но данные геофизических исследований позволяют предполагать, что аномалия образована серией кварцево-жильных зон, выходящих под рыхлые отложения в этом районе.

Морфологически вторичные ореолы рассеяния золота на Притрассовом участке (см. рис. 2) проще, чем на Куре. Аналогично участку Кур их можно разделить на три группы.

1. Протяженная линейная аномалия, соответствующая выходу под четвертичные отложения рудного тела 4 и рудоконтролирующего пластообразно-

го тела метагаббро-норитов. Интенсивность аномалии невелика. Если удалить изолинию, соответствующую фоновому содержанию Au (0,0361 г/т), то об ее линейности можно будет только догадываться по цепочке точечных аномалий.

2. Линейная аномалия, состоящая из цепочки точечных аномалий. Простирается согласно предыдущей цепочке аномалий, примерно 200–250 м на юго-запад от нее. В плане совпадает с нижней пачкой федоровской свиты, сложенной амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Интересна одна из аномалий: в ее пределах по профилю 8 с шагом 20 м отобраны пробы с содержаниями Au (по данным спектрозотометрии) 0,2, 2, 20, 0,7, 1 г/т. Возможно, описанные аномалии связаны с наличием золотоносной зоны, согласной по простираению с рудным телом 4.

3. Северная часть участка опробована фрагментарно и единой картины не получено. По данным наземной геофизики в районе этих аномалий должна находиться продуктивная толща, предположительно являющаяся продолжением пластообразных тел метагаббро, вскрытых скважинами и горными выработками на участке Кур.

При рассмотрении планов изолиний содержания Au во вторичных ореолах рассеяния может возникнуть вопрос о трассировании аномалий, соответствующих рудным телам, так как достаточно часто наблюдается отсутствие корреляции аномальной картины между смежными профилями. Тем не менее, при привлечении комплексных геолого-геофизических данных задача по трассированию аномалий была выполнена вполне успешно. За основу при построениях принят план аномального магнитного поля (см. рис. 1). Для увязки аномалий



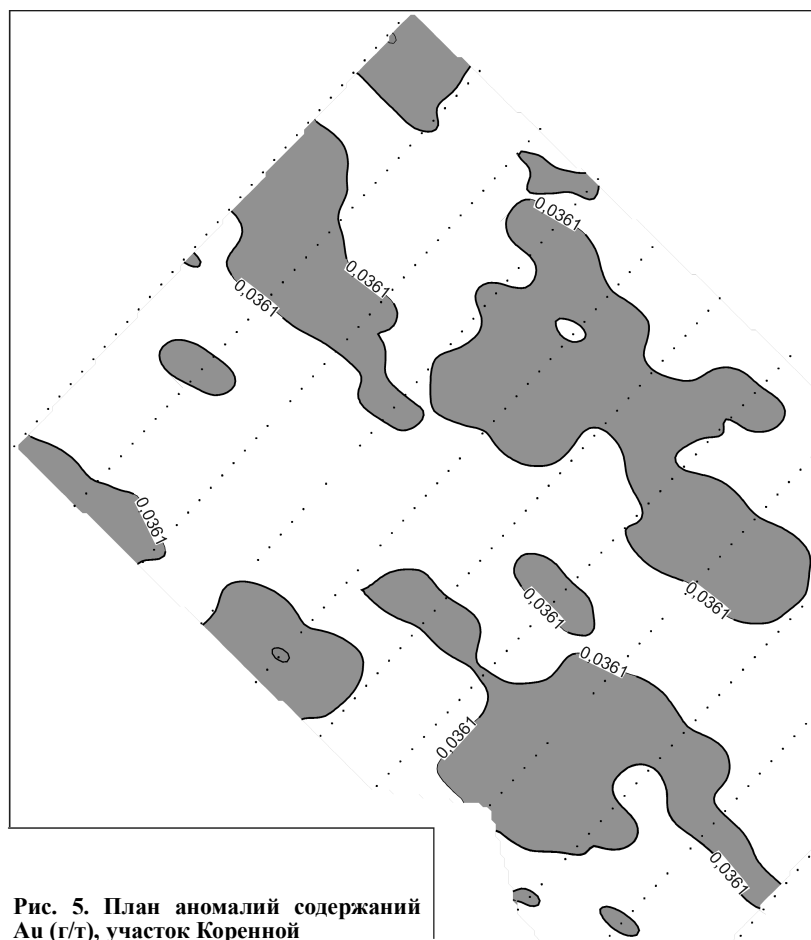


Рис. 5. План аномалий содержаний Au (г/т), участок Коренной

золота использовались, в том числе, аномалии моноэлементных ореолов рассеяния.

Моноэлементные вторичные ореолы рассеяния построены по результатам литогеохимического опробования участков Кур и Притрассовый. При анализе этих ореолов выделено несколько групп элементов: элементы, аномалии содержаний которых практически совпадают с аномалиями содержаний Au во вторичных ореолах; элементы, аномалии содержаний которых связаны с аномалиями содержаний Au во вторичных ореолах, но не совпадают по положению в плане; элементы, положение аномалий которых никак не коррелирует с аномалиями золота.

К первой группе элементов относятся Cu, Bi, As. В матрице коэффициентов парной корреляции коэффициенты корреляции данных элементов с золотом — самые высокие. Ко второй группе можно отнести Co и Mo. Исходя из выраженной поперечной зональности вторичных ореолов рассеяния [1], можно предположить, что Co и Mo как элементы, занимающие удаленное положение от Au в ряду зональности, и в плане смещены достаточно далеко

от рудного тела. К этой же группе относится Pb, но смещение его ореола относительно рудного тела максимально и использование его в качестве элемента-индикатора затруднительно. Третья группа включает Ag, для Притрассового участка — Mo. Морфология вторичных ореолов серебра свидетельствует о выносе и переотложении его на геохимических барьерах.

Итак, к элементам-индикаторам золотого оруденения во вторичных ореолах рассеяния отнесены As, Bi, Cu, в меньшей степени Co и Mo.

Для прогноза ресурсов золотого оруденения привлечен значительный объем данных опробования вторичных ореолов рассеяния. Общее число, вошедших в расчет проб, 12 977.

Коэффициенты соответствия вычислены по упрощенной схеме. Под площадью аномалий содержания Au в пределах участка принимались площади всех аномалий с содержанием Au, превышающим первый аномальный уровень — 0,0361 г/т. Запасы по эталонным участкам приняты по состоянию на 2003 г., максимальная глубина подсчета 300–320 м.

*Участок Притрассовый* (см. рис. 2). Площадь аномалий содержания Au во вторичных ореолах рассеяния 154 273 м<sup>2</sup>. Запасы руд категории С<sub>2</sub> по участку 8743 кг (В.Г.Амарский, 2003 г.). Коэффициент соответствия площадных продуктивностей  $k=8743 \text{ кг}/154\,273 \text{ м}^2=0,057 \text{ кг/м}^2$ . Таким образом, установлено абсолютное совпадение коэффициентов соответствия площадных продуктивностей, подсчитанных в разное время по различным методикам. Если первый коэффициент для участка Притрассовый, приведенный в начале статьи, вычислен по принятой в отрасли методике, то второй — по упрощенной схеме: запасы руд категории С<sub>2</sub> по участку отнесены к площади всех аномалий выше первого аномального уровня Au 0,0361 г/т (см. рис. 2).

*Участок Кур* (см. рис. 3). Площадь аномалий содержания Au во вторичных ореолах рассеяния 99 284 м<sup>2</sup>. Запасы руд категории С<sub>2</sub> по участку 6352 кг (В.Г.Амарский, 2003 г.). Коэффициент соответствия площадных продуктивностей  $k=6352 \text{ кг}/99\,284 \text{ м}^2=0,064 \text{ кг/м}^2$ . Коэффициенты соответствия по участкам различаются на 12,8%, что можно считать удовлетворительным для оценки масштабов оруденения. Несколько большее значение коэффициента для участка Кур объясняется худшими условиями отбора литогеохимических проб, что привело к сокращению площади аномалий (высокая степень заболоченности и курумы не позволили опробовать всю площадь участка над рудными телами). Для дальнейшей оценки запасов прилегающих площадей используется среднее значение из двух коэффициентов соответствия — 0,06 кг/м<sup>2</sup>.

*Расширенная площадь исследований* 2 км×22 км, включающая участки Кур и Притрассовый (см. рис. 1). Площадь аномалий содержания золота во вторичных ореолах рассеяния 633 915 м<sup>2</sup>. Прогноз ресурсов Au для всей площади 38 035 кг. Отметим, что интервал между участками Кур и Притрассовый протяженностью 4,2 км представляет собой практически полностью заболоченную местность, и пробы, отобранные здесь, содержали по большей части торф и, по сути, не отражали реальной геохимической картины. Геофизические данные по этому интервалу однозначно указывали на наличие рудоуправляющих тел двух уровней: южный — линейные рудные тела участка Притрассовый и северный — менее выдержанные тела участка Кур (см. рис. 1). Таким образом, можно сделать вывод о возможном существенном занижении результатов прогноза.

*Участок Унга-Нимгеркан* расположен на северо-северо-западе исследованной территории (рис. 4). Площадь аномалий содержания золота во вто-

ричных ореолах рассеяния 716 091 м<sup>2</sup>. Прогноз ресурсов для всей площади 42 965 кг Au. В пределах участка по поисковым буровым линиям вскрыты рудные интервалы, аналогичные по строению и составу рудным телам участка Кур.

*Участок Коренной* на северо-западе исследованной территории (рис. 5) с площадью аномалий содержания золота во вторичных ореолах рассеяния 223 119 м<sup>2</sup> имеет прогноз ресурсов 13 387 кг Au. В 2006 г. профили участка были продлены на 300 м к северу. В пределах приращенного участка геологами ГГП «Южякутгеология» (А.Н.Стуров, Е.А.Кардаш, 2007 г.) отобраны штучные пробы с содержанием Au до 100 г/т. Площадь приращения участка в нашем прогнозе не учтена.

*Участок Биссектриса* находится между участками Коренной и Унга-Нимгеркан (см. рис. 1). Площадь аномалий содержания золота во вторичных ореолах рассеяния 88 926 м<sup>2</sup>, прогноз ресурсов Au 5336 кг.

Суммарный прогноз ресурсов золотого оруденения для всех участков составил 99 723 кг, ~100 т. Месторождения с запасами 100 т и более считаются объектами мирового уровня, и это может коренным образом изменить взгляд исследователей на факт обнаружения докембрийских месторождений золота на Алдано-Становом щите. Представляется значимым и то, что коэффициенты соответствия продуктивностей вычислялись для рудных тел, подсчет запасов для которых выполнен до глубины 300–320 м. Но вопрос о распространенности золотого оруденения на глубину пока остается открытым [2]. Весьма вероятно расширение масштабов золотого оруденения Верхне-Любкайского рудного поля как по простиранию, так и на глубину. И, как следствие, приведенная в статье приблизительная оценка ресурсов может оказаться весьма и весьма заниженной.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сясько А.А., Торопыгин С.Б., Швец В.Н., Боярко Г.Ю. Новый тип золотого оруденения на Алданском щите // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых. Томск, 2001. С. 335–339.
2. Сясько А.А., Гриб Н.Н., Никитин В.М. Сравнительная характеристика архейских золоторудных месторождений // Наука и образование. 2006. № 4. С. 58–65.
3. Торопыгин С.Б., Сясько А.А., Швец В.Н., Боярко Г.Ю. Рудопроявления Кур и Притрассовое // Южно-Якутская комплексная экспедиция: 50 лет поисков и открытий. Нерюнгри, 2002. С. 62–70.

УДК 553.411.042 (571.56)

© Е.П.Максимов, 2012

## К ОЦЕНКЕ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ НА ЗОЛОТО ТОММОТСКОЙ МАГМО- И РУДОКОНТРОЛИРУЮЩЕЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛДАН

Е.П.Максимов (Технический институт (филиал) ФГАОУ ВПО Северо-Восточного федерального университета им. М.К.Аммосова

*В составе Томмотской зоны разломов по данным магнитотеллурического зондирования выделяются две глубинные вертикальные зоны с пониженным электросопротивлением, контролирующие рудные узлы, поля и месторождения. Золотое и урановое оруденение других рудных узлов Центрального Алдана также контролируется электропроводными зонами. Осуществляемые Алданским филиалом ГУГПП «Якутскгеология» поисковые работы в центральной части Томмотской зоны разломов без учета этих данных не позволяют в полной мере оценить продуктивность зоны на золото.*

*Ключевые слова: золото, уран, разлом, электропроводная зона, рудный узел, Центральный Алдан.*

Максимов Евгений Петрович, [nfygu@neru.sakha.ru](mailto:nfygu@neru.sakha.ru)

## OF AN ASSESSMENT OF POTENTIAL EFFICIENCY ON GOLD TOMMOTSKY MAGMA- AND A ORE-CONTROLLING ZONE OF BREAKS, CENTRAL ALDAN

E.P.Maksimov

*According to the MTZ there are two deep vertical zones with low electrical resistance, controlling ore nodes, fields and deposits in the Tommot fault zone. Gold and uranium mineralization, Central Aldan ore nodes are also controlled by conductive zones. The Research conducted in the Central part of the Tommot fault zone by Aldansky branch of «Yakutskgeologia», not taking into account these data, may not fully appreciate the productivity of the Tommot fault zone on gold.*

*Key words: gold, uranium, break, electrical conductive zone, ore nodes, Central Aldan.*

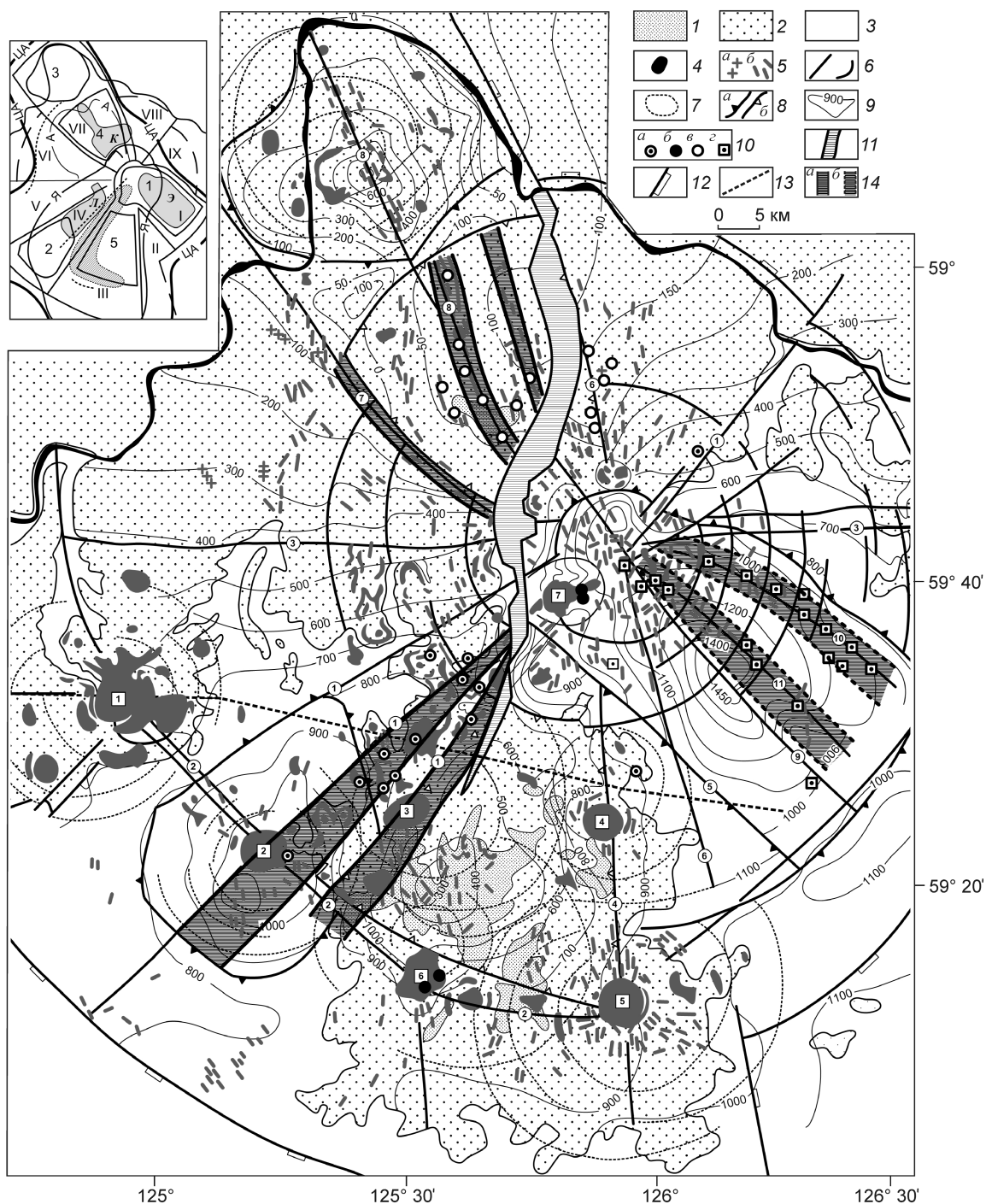
Томмотская зона разломов (ТЗР) вместе с размещенными в ее пределах магматическими и рудными образованиями — важнейший элемент Центрально-Алданской рудообразующей магматогенной системы (ЦАРМС). Автором она рассматривается в качестве дочерней по отношению к ЦАРМС рудообразующей системы 1-го порядка (ТРС), наряду с Куранахской (КРС) и Эльконской (ЭС) однотипными и однопорядковыми рудными системами [5, 6]. Томмотская зона разломов прослеживается в северо-восточном направлении от бассейна руч. Томмот (правый приток р. Большой Нимныр) до бассейна руч. Элькон (правый приток р. Алдан) на расстояние ~80 км. Эта серия глубоких корово-мантийных разломов в пределах ЦАРМС занимает радиальное положение. От эпицентра ЦАРМС она веерообразно расширяется (от 5–8 до 20–25 км) и охватывает все пространство Верхне-Селигдарского секториального блока, ограничивая его и вместе с ним Верхне-Нимгерканское поднятие. На юго-востоке разломы данной зоны в виде системы сбросов ограничивают Верхне-Якутскую впадину (рис. 1).

Впервые на существование Томмотской зоны разломов обратил внимание Ю.А.Билибин [3]. Рассматривая распределение выходов магматических пород на территории Центрально-Алданского

района, он отметил, что «...они располагаются тремя полосами, связанными очевидно с разломами в архейском комплексе, послужившими путями проникновения магмы...», двумя выпуклыми к юго-западу пологими дугами и третьей, которая «...идет в северо-восточном направлении перпендикулярно двум первым (по их радиусу)...» [3, с. 271, 272]. Идущую по радиусу северо-восточную полосу магматических пород автор статьи и другие геологи, картировавшие территорию района в 60–70-е годы прошлого столетия, связывают с Томмотской (Томмот-Эльконской) зоной разломов.

Ранее автором предполагалось существование в пределах рассматриваемой зоны одного–двух глубинных швов, контролирующих (в сочетании с разломами других систем) положение Томмотского, Якокутского, Рябиновского и других (Стрелка, Онье) щелочных массивов центрального типа (Е.П.Максимов и др., 1974 г.).

Важнейший вклад в понимание конструкции Томмотской зоны разломов сделан в результате магнитотеллурического зондирования (МТЗ) [1, 2]. Этими работами установлено простираание конкретных разломов зоны, подтвержден ее веерообразный характер и выявлены в ее составе два глубинных вертикальных шва, прослеживающихся глубоко в мантию и представляющих собой электропровод-



ные зоны шириной на эрозионном срезе 5–7 км (рис. 2). Генеральное простирание Западного шва 40–45° (до 50°), Восточного 30–35° (до 40°). Западный шов трассируется через Томмотский щелочной вулканоплутонический к Рябиновскому щелочному массиву через большое число интрузий (лакколлитов, штоков, силлов) субщелочных пород. В зоне его влияния расположены Лебединское и Калтыкон-Самодумовское рудные поля и наиболее крупное

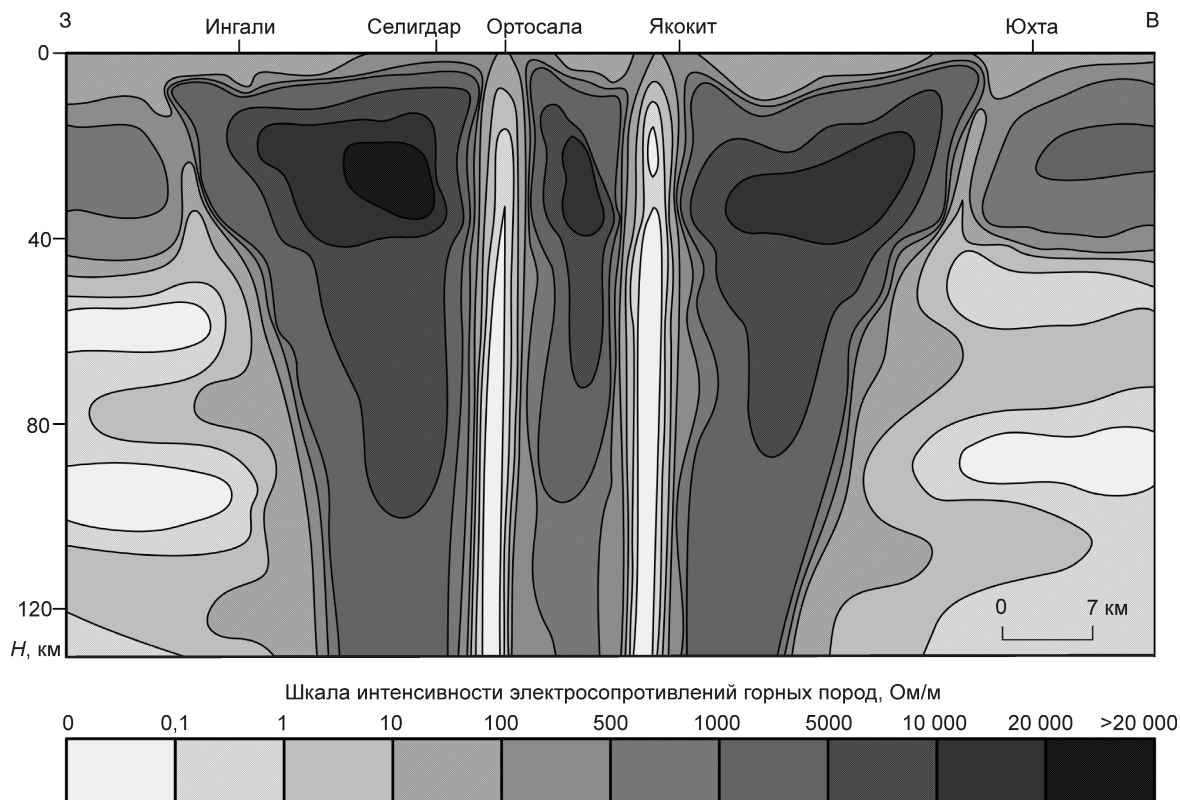
месторождение золота Лебединское, состоящее из большого числа линейных залежей и жил в основном субогласной ориентировки с направлением шва. Восточный шов примыкает к долине р. Якоцит и трассируется через Якокутский и Рябиновский щелочные массивы и массив Стрелка, простираясь через рудное поле Радостное и небольшое одноименное месторождение золота. Оба шва трассируются через эпицентр ЦАРМС, где они, очевидно,

**Рис. 1. Геолого-структурная схема Центрально-Алданской рудообразующей магматогенной системы:**

1 — ниже-среднеюрские терригенные отложения; 2 — венд-раннекембрийский платформенный чехол; 3 — ранне-докембрийский кристаллический фундамент; щелочные и умеренно щелочные магмопроявления: 4 — интрузии, 5 — диаг्रेмы (а), дайки (б); 6 — разломы; 7 — концентрические структуры рудно-магматической системы второго порядка; 8 — границы блоков (а — поднятий, б — впадин); 9 — изогипсы подошвы юдомской свиты и морфоизогипсы поверхности фундамента на участках, где отсутствует платформенный чехол; 10 — месторождения формаций (а — золото-сульфидной, б — золото-порфировой, в — золото-аргиллизит-калишпат-кварцевой, г — золото-молибденит-бранерит-гумбеитовой); 11 — Якокутская долина — грабен; 12 — внешняя граница ЦАРМС; 13 — линия геоэлектрического разреза (см. рис. 2); 14 — электропроводные зоны (а — по данным МТЗ, б — предполагаемые); *наиболее крупные интрузивные массивы*: 1 — Инаглинский, 2 — Томмотский, 3 — Якокутский, 4 — Джекондинский, 5 — Ыллымахский, 6 — Юхтинский, 7 — Рябиновский; *наиболее крупные линейные разломы*: 1 — Томмотский, 2 — Юхтино-Пуриканский, 3 — Северо-Алданский, 4 — Джекондинский, 5 — Юхухтинский, 6 — Байонай-Ыллымахский, 7 — Куранахский, 8 — Центрально-Куранахский (Байонай-Куранахский), 9 — Юкунгринский, 10 — Южный, 11 — Сох-Соолохский; на врезке: *секториальные блоки ЦАРМС* — Эльконский (I), Джекондинский (Ыллымахский) (II), Верхне-Якутский (III), Верхнеселигдарский (IV), Инаглинский (V), Тобукский (VI), Байонай-Куранахский (VII), Укуланский (VIII), Желиндинский (IX); *горсты*: Эльконский (1), Верхнимгерканский (2), Байонайский (3); *впадины*: Куранахская (4), Верхнеякокутская (5); *рудные узлы*: Куранахский (К), Эльконский (Э), Лебединский (Л); *контуры минимумов гравитационного поля*: Центрально-Алданского (ЦА), Якокутского (Я), Алданского (А); штриховкой обозначена зона экстремальных значений Якокутского минимума, точками — гравитационные ступени

сходятся. Каждый шов может рассматриваться как в той или иной мере обособленная геосистема, состоящая из серии (большого числа) параллельных сближенных разрывов. Их можно обозначить, соответственно, как Западно-Томмотский (ЗТЭР) и Восточно-Томмотский (ВТЭР) электропроводные разломы. На примере Западного разлома, особенно отчетливо на Лебединском месторождении (рис. 3),

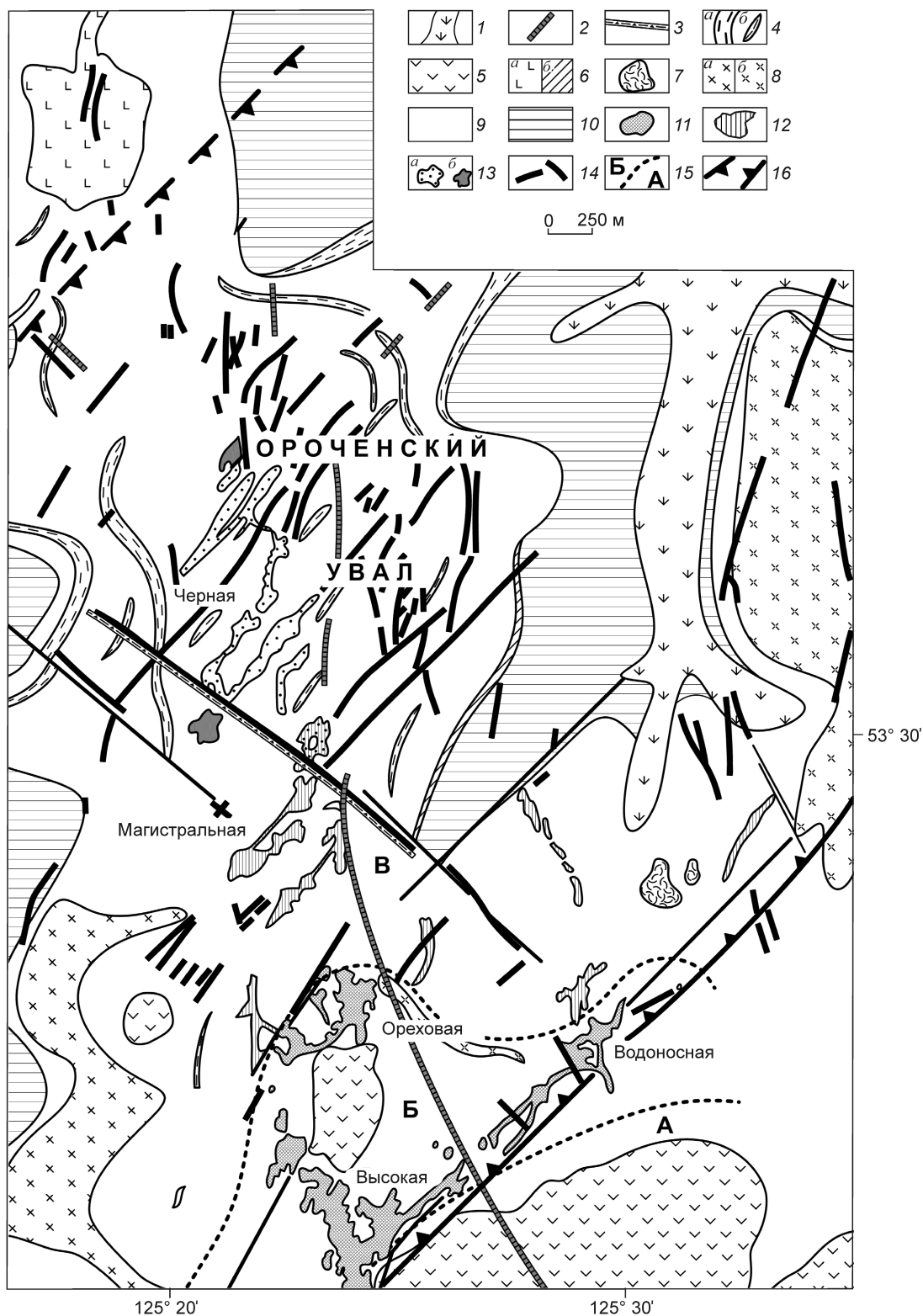
видно, что швы выполнены породами с рассеянной сульфидной и сульфидно-кварцевой минерализацией, в концентрированном виде представленной рудными жилами, залежами и прожилково-вкрапленными рудами. Как устанавливается на эрозионном срезе, по меньшей мере, в верхних горизонтах земной коры в основном этим и обусловлена их электропроводность.



**Рис. 2. Высокоомная Центрально-Алданская техносферная воронка, пронизанная вертикальными электропроводными вставками, по [1]**

Современный облик Томмотской зоны разломов сформирован в мезозое, хотя заложение ее, как и других разломов этой региональной системы, по-видимому, древнее, возможно, раннедокембрий-

ское [7]. Ее формирование в качестве магмо- и рудоконтролирующей структуры связано со становлением и развитием ЦАРМС. При этом в процесс активизации древних разрывов с простира-



ем 40–50° были вовлечены и разрывы других региональных систем, например северо-восточных с простиранием 50–70 и 30–40°, что в связи с центральным типом становления ЦАРМС и определило веерообразный характер ТЗР. Строение зоны на глубину до 50 км и более отражено на геоэлектрическом разрезе по профилю 1 МТЗ [2, с. 42, рис. 3]. Разломы, составляющие зону, прослеживаются в мантию, ограничивая выдержанные по ширине узкие, по-видимому, плитообразные блоки в коре и верхах мантии, различающиеся по электрической сопротивляемости. Из этого факта можно заключить, что между швами и их западными и восточными границами также существуют глубокие коровые и мантийно-коровые разломы, которые в мезозое (юра – мел) могли быть проводниками магмы и рудных флюидов. Однако к северо-западу от ЗТЭР, в центральной части Томмотской зоны (за пределами Лебединского рудного узла) сокращается число магмопроявлений и рудопроявлений, резко обедняются россыпи на площадях развития водотоков, не дренирующих швы. К востоку от ВТЭР на правобережье р. Якоцит также резко сокращаются масштабы проявления магматизма и рудоносности. Что касается блока, расположенного в пределах зоны между швами, то относительно его роли в магмо- и рудоконтроле трудно сделать определенное заключение. В значительном количестве к нему тяготеют небольшие интрузии, имеются промышленные россыпи (источник их не очевиден) и рудопроявления. Приведенные данные свидетельствуют об особой роли ЗТЭР и ВТЭР в магмо- и рудоконтроле, что, несомненно, следует учитывать при анализе потенциальной продуктивности Томмотской зоны разломов и перспектив выявления в ее пределах новых месторождений золота.

В настоящее время Алданский филиал ГУП «Якутскгеология» проводит поисковые работы в центральной части Томмотской (Томмот-Эльконской) зоны разломов, в пределах контролируемого ею Лебединского рудного узла. Работы были начаты во втором квартале 2009 г. и должны закончиться в конце 2012 г. Методология и методи-

ка поисков изложены в Проекте на проведение поисковых работ на рудное золото в центральной части Томмот-Эльконской зоны рудоносных разломов. Целевое назначение работ — оценка промышленной значимости оруденения, локализованного в крутопадающих разломах, развитых в венд-раннекембрийском платформенном чехле, раннедокембрийском кристаллическом фундаменте и мезозойских интрузиях. Предполагается продолжение поисковых и оценочных работ на остальной части Томмотской зоны за пределами узла, что, по-видимому, будет зависеть от результатов работ 2009–2012 гг.

В предшествующие годы на территории Лебединского рудного узла добыто >32 т Au со средним содержанием 7,7 г/т. Объектами добычи были главным образом руды большого числа мелких приповерхностных залежей, а также многочисленных богатых по содержанию металла жил, размещенных в карбонатных породах платформенного чехла и редко в мезозойских интрузиях. Кристаллический фундамент как возможная среда локализации промышленного оруденения ранее не рассматривался, хотя признаки наличия минерализованных пород в фундаменте отмечались.

Минеральные типы руд залежной и жильной морфологии, локализованных в осадочном чехле, в принципе аналогичны. Это в основном кварцево-сульфидные, тремолит-сульфидные, карбонат-сульфидные руды, в которых среди сульфидов преобладает пирит, присутствует халькопирит, а в некоторых разностях также галенит, сфалерит и др. Природные (текстурные) типы руд в основном массивные или полосчатые.

Ресурсный потенциал промышленного оруденения Лебединского рудного узла в платформенном чехле, по оценкам специалистов, в основном исчерпан и составляет по категории Р<sub>1</sub> не более 15 т. Заметим, что в пределах узла из россыпей мелких водотоков, притоков рек Ортосала, Большой Кураны и Якокут, добыто >42 т Au. Запасы золота из россыпей данных рек в приведенную цифру не вошли, хотя источники их питания, несомненно, располо-

### Рис. 3. Схема геологического строения Лебединского месторождения:

1 — современный аллювий; раннемеловые дайки; 2 — сиенит-порфиров и ортофиров, 3 — эруптивных брекчий ортоклазовых базальтоидов; 4 — нерасчлененные раннемеловые и позднеюрские силлы (а), дайки минетт и бостонитов (б); 5 — раннемеловые штоки и лакколлиты субшелочных сиенитов; 6 — позднеюрские лакколлиты (а), силлы (б) щелочноземельных сиенит-порфиров; 7 — нект псевдолейцититов и псевдолейцититовых фонолитов; 8 — силлы раннеюрских гранит-порфиров (а), сиенит-порфиров (б); 9 — венд-раннекембрийский платформенный чехол; 10 — раннедокембрийский кристаллический фундамент; золоторудные залежи и жилы: 11 — тремолит-сульфидные, 12 — кварц-полисульфидные и кварц-полиметаллические руды золото-тремолит-полисульфидной субформации, 13 — сульфидно-карбонатные (а), кварц-гематитовые (б) руды золото-сульфидно-карбонатной субформации, 14 — жильные тела преимущественно кварц-сульфидных и кварц-гематитовых руд; 15 — границы зон А, Б, В, по А.Н. Угрюмову и др. (1979); 16 — контуры Западно-Томмотской электропроводной зоны

жены на той же территории. Россыпи рек Ортосалы и Большой Куранах богаты по запасам (десяtkи тонн) и содержанию Au ( $1-10 \text{ г/м}^3$ ). Общие оцененные запасы золота рудного узла значительно  $>100 \text{ т}$ , прогнозные ресурсы будут оценены по завершению поисковых работ 2009–2012 гг.

В породах зон разломов по карбонатному чехлу и особенно в силикатной среде, т.е. по породам фундамента и в мезозойских интрузиях, развиты в основном вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды. В их составе преобладают кварц и (или) сульфиды, среди которых превалирует пирит, в том или ином количестве присутствуют и другие рудные минералы, присущие рудам, локализованным в платформенном чехле.

К сожалению, авторы проекта игнорировали данные МТЗ, как, впрочем, и некоторые другие геологические и геофизические сведения, раскрывающие системный облик Томмотской зоны разломов, в том числе ее структуру и наиболее важные рудоконтролирующие элементы, в совокупности служащие важнейшими геологическими предпосылками (критериями) прогнозирования и поисков. Поэтому при наличии геологических, а также объективных глубинных геофизических данных (МТЗ, гравика) они вынуждены только предполагать, что, по-видимому, существует «упорядоченная сеть глубинных крупных рудовыводящих разломов, являющихся одновременно и продуктивно-рудоносными структурами» (Проект на проведение ..., 2009, с. 81). На данном этапе, тем не менее, они трактуют Томмотскую структуру как мощную разломную зону общего северо-восточного простирания с преобладающим развитием внутри нее субмеридиональных (в основном мелких непротяженных) разрывов. Такое представление о структуре диктует соответствующее ведение поисков и их методику. Поиски оказались в основном рассредоточенными на уже известных объектах — большей частью мелких разрывах, ранее выявленных и в той или иной мере опоискованных. Возможно, так предполагалось решить поставленную в проекте задачу по приросту ресурсов золота рудного узла. Однако ресурсы металла в мелких непротяженных рудоносных разрывах даже на небольших глубинах не могут представлять промышленной ценности из-за малых масштабов. Решить главные задачи проекта, т.е. определить ресурсный потенциал центральной части Томмотской зоны разломов (Лебединского рудного узла) и тем более всего объекта, в том числе разбросать территорию зоны по степени перспективности, такими методами невозможно.

Итак, Томмотская веерообразная зона глубинных корово-мантийных разломов северо-восточно-

го простирания в осевой и восточной частях представлена двумя электропроводными швами — Западным и Восточным шириной на эрозионном срезе  $\sim 5 \text{ км}$  (Западный, возможно, до 6–7 км). Эти швы на северо-западе и восток-юго-востоке, по существу, контролируют границы Лебединского рудного узла. В створе Западного шва расположены Лебединское и Калтыкон-Самодумовское рудные поля, а в створе Восточного — рудное поле Радостное.

Электропроводные швы-разломы на эрозионном срезе состоят из серии сближенных минерализованных, в том числе рудовмещающих, параллельных разрывов с простиранием, в основном соответствующим простиранию шва. В промежутках между минерализованными разломами внутри швов почти повсюду наблюдается рассеянная вкрапленность сульфидов (в основном пирита). Электропроводные швы — главные рудоконтролирующие структуры Томмотской зоны. Рудоподводящими и рудовмещающими служат составляющие их сближенные разломы.

В Куранахской рудообразующей системе [5, 6] золотое оруденение также контролируется электропроводными швами-разломами, имеющими север-северо-западное субмеридиональное простирание. Центральнo-Куранахский электропроводный разлом вмещает месторождения Северное, Порфиоровое, Центральное, Дорожное, Долбэ. Западно-Куранахский электропроводный разлом трассируется в долину р. Большой Куранах с уникальной глубокой палеоген-неогеновой россыпью золота (запасы и ресурсы  $>70 \text{ т}$ ). Есть геологические основания считать, что долина р. Большой Куранах в нижнем и среднем течении заложена по рудоконтролирующему разлому и что глубокая россыпь данной реки образовалась за счет дезинтеграции и переотложения металла рудного месторождения на месте.

Аналогичный по своей природе Восточно-Куранахский электропроводный разлом на юге Куранахского рудного поля тоже вмещает месторождения (Канавное и др.). В центральной части и на севере как потенциальный рудный объект он практически не исследован. Заметим, что все выявленные месторождения Куранахского рудного узла залегают вблизи или на дневной поверхности в карстовых депрессиях. Ниже карста рудные зоны практически не изучались и не опоисковывались, хотя оруденение по данным бурения случайных скважин в толще платформенного чехла устанавливается по всему разрезу и фиксируется в фундаменте [6]. Куранахские рудоконтролирующие и рудовмещающие разломы выполнены в основном золотоносными пирит-карбонат-калишпатовыми метасоматита-



ми — гумбеитами, а в кровле рудных зон — золотоносными пиритсодержащими кварцевыми метасоматитами, как правило, дезинтегрированными в условиях подземного карста [8].

В Эльконском рудном узле и соответствующей рудообразующей системе (ЭРС) МТЗ не проводилось. Однако, несомненно, и здесь золото-урановое оруденение контролируется электропроводными разломами. Известные рудные зоны Южная и Сохсоолохская подобно электропроводным швам ТРС представляют собой системы сближенных минерализованных и рудоносных разрывов в раннедокембрийском кристаллическом фундаменте. Особенно наглядно это проявлено в Сохсоолохской зоне, которая прослеживается в северо-западном направлении (азимут 305–315°) от юго-восточных границ Эльконского горста до эпицентра ЦАРМС на расстояние ~40 км. По существу это линейный рудный штокверк шириной ~5 км. В наиболее изученной центральной части зоны выявлено не менее десятка минерализованных и рудоносных разрывов различной мощности (от первых до нескольких десятков метров), выполненных в основном пирит-карбонат-калишпатовыми метасоматитами. Минерализованы в Сохсоолохской зоне и вмещающие породы между разрывами, нередко содержащие, по данным Алдангеологии, золото в промышленных концентрациях.

На данном этапе изученности в ЭРС можно уверенно выделить два шва, аналогичных электропроводным разломам ТРС и КРС, — Северо-Эльконский, включающий Северную и Южную рудные зоны, и Срединноэльконский, или Сохсоолохский (см. рис. 1).

Таким образом, в КРС и ЭРС подавляющее число рудных месторождений золота и урана, практически весь объем их запасов и подавляющие объемы потенциальных ресурсов, контролируются зонами пониженных сопротивлений, т.е. электропроводными зонами разломов.

Продуктивность КРС и ЭРС на золото и уран рассмотрены ранее [6]. Запасы золота в КРС с учетом добытого металла и запасов глубокой россыпи Большого Куранаха составляют ~550–600 т, а ресурсы в недрах на глубину 100–150 м оцениваются в количестве не менее 1000 т. Запасы урана в ЭРС ~350 тыс. т, а запасы и ресурсы 600 тыс. т. Ресурсы золота в комплексных золото-урановых рудах оцениваются в 600 т [4]. Ресурсы золота в ЭРС за счет золотоносности ранее неопробованных флангов ураноносных зон на глубину 100–150 м, как показало бурение, проведенное Алдангеологией в Северной и Сохсоолохской зонах, сравнимы с таковыми в КРС, т.е. составляют ~1000 т или

более. Таким образом, КРС и ЭРС по запасам золота (КРС), золота и урана (ЭРС) являются сверхкрупными объектами, обладающим к тому же уникальными по масштабам ресурсами.

Вернемся к Томмотской зоне разломов и соответствующей рудообразующей системе — ТРС. После экскурса в другие дочерние системы ЦАРМС можно еще увереннее говорить об исключительной рудоконтролирующей роли в ТРС Западного и Восточного электропроводных разломов. Именно эти структуры и составляющие их разрывы служат главными рудоподводящими и, как видно на примере Лебединского месторождения, рудовмещающими. Минерализованные, рудоносные и рудные разрывы других направлений являются, по-видимому, рудовмещающими только в тех случаях, когда они расположены в пределах электропроводных швов или в непосредственной близости к ним. В верхах земной коры рудовмещающими могли стать любые разрывы и трещины, в которые устремлялись рудоносные растворы при резком падении давления во флюидной системе.

Из изложенного следует вывод о том, что в Томмотской зоне разломов, в том числе в пределах Лебединского рудного узла, где в настоящее время проводятся поисковые работы, прежде всего, необходимо выявлять, прослеживать по простиранию и опробовать на рудоносность, т.е. картировать, разрывы, маркирующие электропроводные разломы. Эти разрывы, как на месторождении Лебединское и отчасти на г. Рудная (вновь выявленный геологами Алдангеологии рудоносный разлом «Возрождение»), проявлены в платформенном чехле и залегающих в нем силах мезозойских сиенитоидов. Однако в чехле и силах они замаскированы множеством мелких в той или иной мере минерализованных и рудоносных разрывов. Возможно, фундамент — более благоприятная среда для их картирования. По-видимому, для этих целей целесообразно детально изучить и вынести на геологическую карту все основные геофизические данные по профилю 1 МТЗ, характеризующие указанные структуры, в том числе выполнить точечную привязку основных импедансов, позволяющих установить простирание отдельных структур и электропроводных швов в целом. Заметим, что разрывы внутри швов не всегда будут иметь согласные с ними элементы залегания. Они, что видно, в частности, в ЭРС, по внутреннему строению Сохсоолохской зоны могут иметь существенные отклонения по простиранию и падению.

Оценивая продуктивность ТРС и перспективы выявления в ТЗР новых месторождений золота, следует иметь в виду, что в центральной части зоны в пределах Лебединского рудного узла ранее добы-

вались весьма богатые руды с высоким средним содержанием металла, во много раз превышающим содержания в рудах, считающихся промышленными в настоящее время. Это означает, что выявление промышленных объектов в пределах узла и отчасти за его границами, в известной мере, — техническая задача переоценки известных объектов по новым параметрам, что, по существу, и производится в настоящее время. Вместе с тем, в свете изложенного о структуре ТЗР и рулоконтролирующей роли глубинных (корово-мантийных) зон с низким электрическим сопротивлением (электропроводных швов) появляются новые критерии для прогнозирования и поисков промышленных объектов в разломах, развитых не только в платформенном чехле, но и в раннедокембрийском кристаллическом фундаменте. Используя эти и другие геолого-геофизические данные в качестве возможных предпосылок прогнозирования и поисков в сочетании с анализом многочисленных признаков рудоносности (геолого-структурные, вещественные характеристики аллювиальных россыпей), можно уже сейчас выделить перспективные площади на выявление новых месторождений золота. По ресурсному потенциалу Томмотская рудообразующая система вряд ли уступает Куранахской и Эльконской.

В заключение заметим, что ЦАРМС представляет собой отличный полигон для исследования многих проблем магматической и рудной геологии, в том числе структуры и инфраструктуры рудно-магматогенных систем.

*Автор признателен Д.А.Сенниковой и А.В.Литвиненко за помощь в оперативном оформлении работы.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов В.А.* Глубинное строение Центрально-Алданского района. – Владивосток: Дальнаука, 1995.
2. *Абрамов В.А., Ломтев Н.Ф., Цыганов В.И.* Магнитотеллурическое зондирование при комплексном изучении глубинной структуры // Разведка и охрана недр. 1990. № 4. С. 34–46.
3. *Билибин Ю.А.* Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского района // Избр. тр. Т. 1. М., 1958. С. 264–431.
4. *Казанский В.И.* Уникальный Центрально-Алданский рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 3. С. 195–211.
5. *Максимов Е.П.* Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. – Якутск, 2003.
6. *Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М.* Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 2. С. 3–26.
7. *Максимов Е.П., Угрюмов А.Н.* Геологическое строение центральной части Алданского щита // Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966. С. 51–58.
8. *Маслов Ю.С.* Основные черты строения, морфологии и условий образования золоторудных месторождений коры выветривания Южной Якутии // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым ЯССР. 1961. Вып. 41.

УДК 550.83.016

© Е.Э.Соловьев, В.Ю.Фридовский, В.А.Кычкин, 2012

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ КОНТРОЛЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ

Е.Э.Соловьев, В.Ю.Фридовский, В.А.Кычкин (ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова»)

*Установлены особенности проявления золоторудных узлов в гравитационных аномалиях центральной части Верхне-Индибирского района. Показана эффективность электро- и магнитометрических методов исследований при выделении и прослеживании рудоконтролирующих структур ключевых объектов.*

*Ключевые слова: золоторудные узлы, рудоконтролирующие структуры, гравитационные аномалии, магниторазведка, электроразведка.*

*Соловьев Евгений Эдуардович, [solov.evg@yandex.ru](mailto:solov.evg@yandex.ru), Фридовский Валерий Юрьевич, [710933@list.ru](mailto:710933@list.ru), Кычкин Вадим Андреевич, [v.a.kychkin\\_14@mail.ru](mailto:v.a.kychkin_14@mail.ru)*

## GEOPHYSICAL FEATURES OF THE CONTROL OF GOLD ORE DEPOSITS IN FAULT ZONES

E.Ed.Solovyov, V.Yu.Fridovsky, V.A.Kychkin

*It establishes the characteristic features of gold ore clusters evidence in gravity anomalies of the central part of the Upper Indigirka region. The efficiency of electro- and magnetometric methods of investigation in the allocation and tracking of ore controlling structures of key facilities is shown.*

*Key words: gold ore clusters, ore controlling structures, gravity anomalies, magnetic prospecting, electric exploration.*

При изучении закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых важное место занимает анализ геофизической информации. На основе интерпретации гравитационных, магнитных и электрических аномалий выполнены прогнозные построения на месторождениях Олимпиадинское (Енисейский кряж), Форт Нокс и Донлин Крик (Канада), Хисикари (Япония), Олимпик Дэм (Австралия) [1]. В складчатых областях Забайкалья – Дальнего Востока по геофизическим данным выделены и локализованы рудоносные и потенциально рудоносные площади разного ранга [2].

Исследования проведены в Верхне-Индибирском районе, где известны крупнотоннажные золото-кварцевые объекты в триасовых терригенных толщах (Эльгинский и Тарынский рудно-россыпные узлы), приуроченные к минерализованным зонам дробления и смятия с жильно-прожилковыми и жильными телами. Разрывные структуры, определяющие металлогенический облик территории, — Мугурдах-Селериканская, Адыча-Тарынская и Чаркы-Индибирская зоны разломов (рис. 1). Интрузивные образования представлены разновозрастными гранитоидами Тас-Кыстабытского магматического пояса [6].

**Анализ гравитационного поля района.** Верхне-Индибирский район характеризуется условно отрицательными значениями поля силы тяжести. Структура поля  $\Delta g$  обусловлена в основном влиянием крупного максимума силы тяжести в цент-

ральной части исследуемой территории и осложняющих его относительных минимумов, выраженных на схеме региональной составляющей гравитационного потенциала (рис. 2, а). Максимум имеет форму неправильной пирамиды с треугольным основанием, грани которой ориентированы в субширотном, субдолготном и юго-восточном направлениях, и связывается с поднятием кристаллического фундамента. Относительные минимумы в восточной части площади пространственно совпадают с выходами интрузивов (Нельканский, Усть-Нерский и Левоиндибирский). На северо-западе территории отмечается региональный минимум поля силы тяжести, отражающий депрессию в кровле фундамента и увеличение мощности осадочных пород. Выделенные аномалии разграничены полосой высоких градиентов интенсивностью до 4 мГл/км, трассирующей зону нарушений северо-восточной ориентировки протяженностью ~80 км при ширине 3–4 км.

Характер локальных гравитационных аномалий свидетельствует о значительном влиянии гранитоидных плутонов на структуру высокочастотной составляющей поля силы тяжести (см. рис. 2, б). Гранитоиды с дефицитом плотности относительно вмещающих пород ( $\Delta\sigma \approx 10\text{--}100$  кг/м<sup>3</sup>) выделяются отрицательными аномалиями трансформированного поля и объединяются на глубине в единые зональные магматические образования. Их окаймляют локальные положительные аномалии, отвечаю-

щие областям контактово-измененных пород. Адыча-Тарынская и Чаркы-Индигорская разломные зоны прослеживаются фрагментарно в виде цепочки локальных аномалий различного знака  $\Delta g_{\text{лок}}$ , преимущественно северо-западного простирания шириной до 3 км. Мугурдах-Селериканский разлом фиксируется по слабо-контрастным линейно вытянутым аномалиям отрицательного знака  $\Delta g_{\text{лок}}$ . Слабая интенсивность гравитационных возмущений, вероятно, связана с листрическим характером сместителя Мугурдах-Селериканского разлома.

Структура локальных гравитационных аномалий подчеркивает связь основных неоднородностей верхних горизонтов земной коры Верхне-Индигорского района с магматическими образованиями и ассоциирующими с ними контактово-измененными породами. Оруденение приурочено к областям развития плотных измененных пород, характеризующихся положительными локальными аномалиями поля силы тяжести. Вместе с тем, рудные объекты золото-кварцевого типа тяготеют к периферии выделенного гравитационного максимума, золото-сурьмяного — к его центру. Обращает на себя внимание расположение рудных полей Верхне-Индигорского района на некотором удалении от интрузивных, в том числе не вскрытых на поверхности, тел. Расстояние от центральной части рудных полей до ближайшего эпицентра гравитационных минимумов, отвечающих магматическим образованиям, в среднем составляет 13,1 км [5]. Близкие оценки даны Ю.Г.Сафоновым [3] для парагенетически связанных малых интрузий и золотого оруденения орогенного типа (OGD). Установленная закономерность говорит о взаимосвязи рудообра-

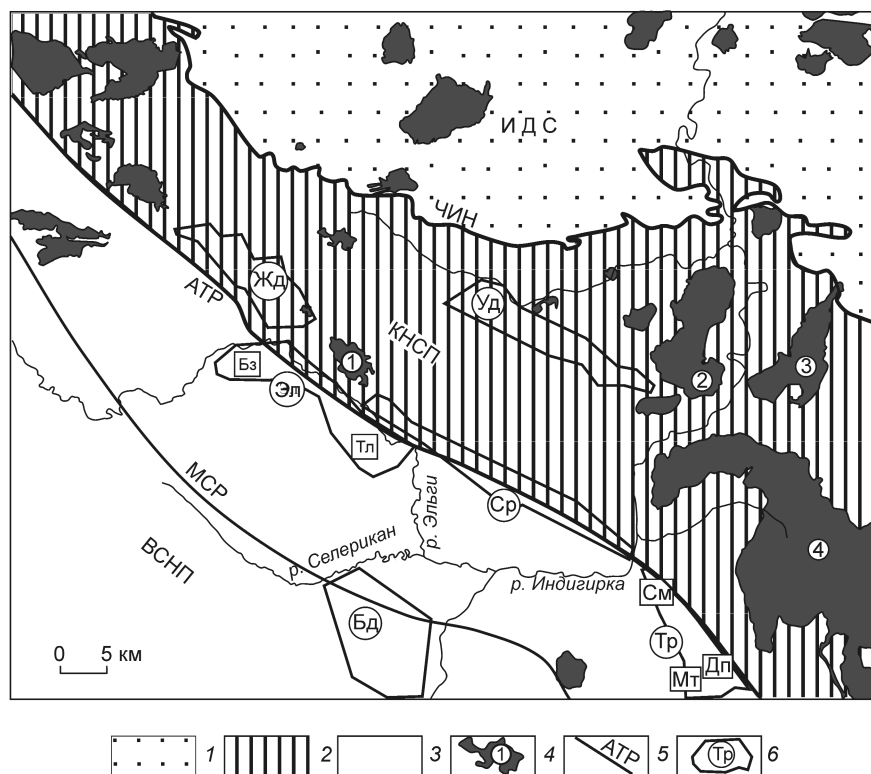


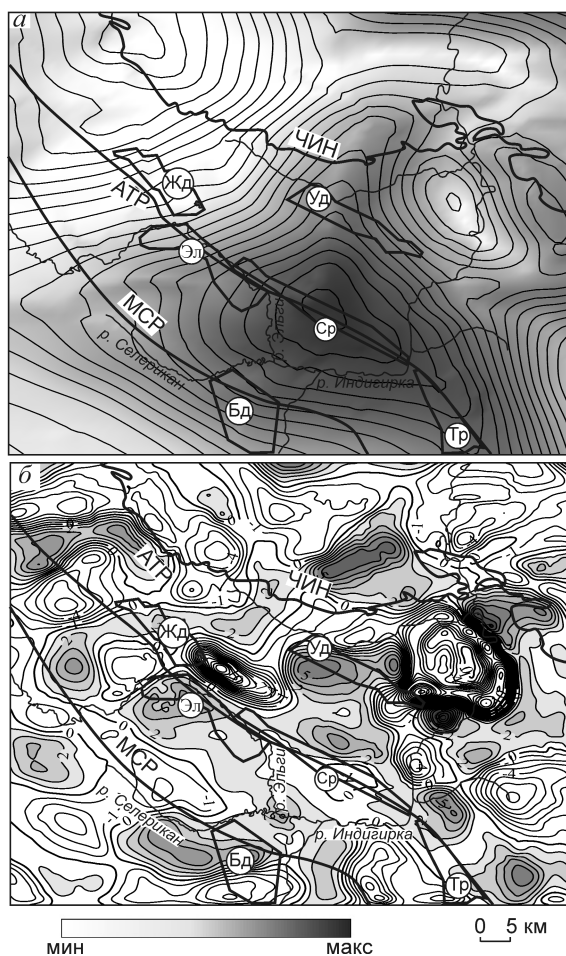
Рис. 1. Основные тектонические структуры и рудно-россыпные узлы Верхне-Индигорского района:

1 — Инъяли-Дебинский синклиорий (ИДС); 2 — Кулар-Нерский складчато-надвиговый пояс (КНСП); 3 — Верхоянский складчато-надвиговый пояс (ВСНП); 4 — магматические образования (1 — Право-Арангасский, 2 — Левоиндигорский, 3 — Усть-Нерский, 4 — Нельканский); 5 — разломы (МСР — Мугурдах-Селериканский, АТР — Адыча-Тарынский, ЧИН — Чаркы-Индигорский); 6 — рудно-россыпные узлы (буквы в кружках — Эл — Эльгинский, Бд — Бадранский, Тр — Тарынский, Ср — Сарылахский, Жд — Жданный, Уд — Удунинский) и поля (буквы в квадратах — Бз — Базовское, Тл — Талалахское, Мт — Мало-Тарыньское, Дп — Дора-Пильское, См — Сана-Малтанское)

зующих и магматических систем района и позволяет намечать перспективные площади.

**Электромагнитные исследования золоторудных месторождений района.** Наземные исследования проведены в пределах Эльгинского (Базовское месторождение и Талалахское рудное поле) и Тарынского (Дора-Пильское и Мало-Тарыньское рудные поля) рудно-россыпных узлов.

**Месторождение Базовское.** Оруденение размещается в кварцевых жилах, прожилках и минерализованных зонах дробления северо-западного простирания [7]. Для изучения особенностей проявления в электромагнитном поле рудоконтролирующих структур зоны Восточная данного месторождения выполнены зондирование методом переходных процессов (ЗМПП) и магниторазведка в площадном варианте.

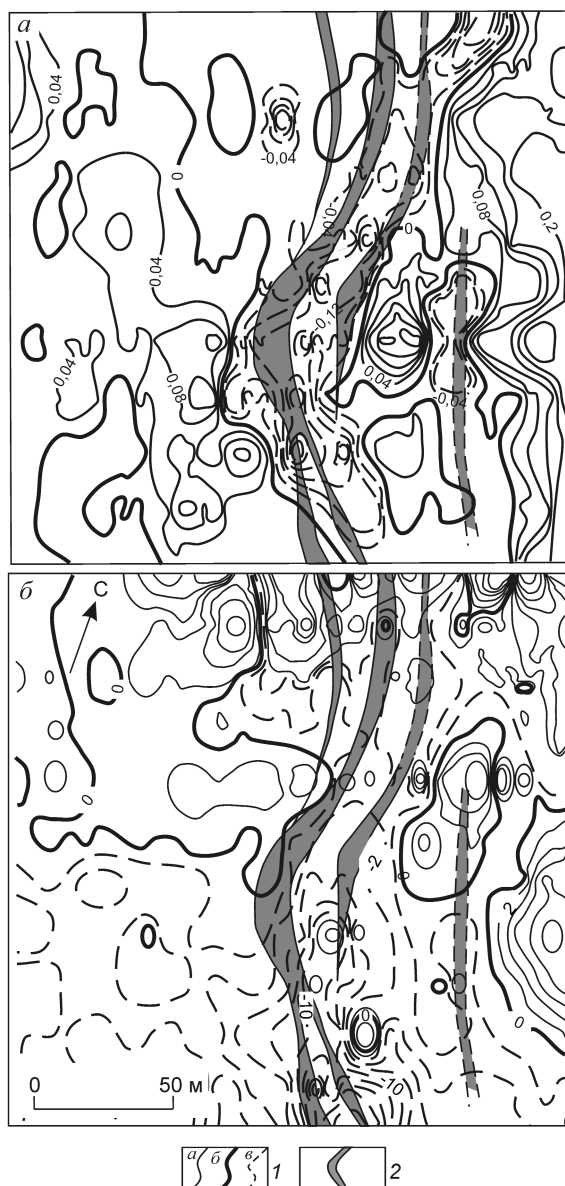


**Рис. 2. Региональная (а) и локальная (б) составляющие гравитационного поля центральной части Верхне-Индигирского района:**

усл. обозн. см. рис. 1

Измерения методом ЗМПШ велись в закрепленном варианте в зоне срединного градиента. Размер генераторной петли составил 250×250 м, сила подаваемого тока 5 А, момент приемной петли 10 м<sup>2</sup>. Исследования показали, что рудная зона Восточная выделяется в интервале времен 30–50 мкс линейной аномалией э.д.с. шириной до 30 м с условными значениями (-0,08)–(-0,36) мВ (рис. 3). В аномальном магнитном поле зона проявляется линейной аномалией отрицательного знака интенсивностью от -10 до -40 нТл. Полученные результаты полевых работ позволили рекомендовать магниторазведку и ЗМПШ в качестве ведущих геофизических методов при выделении минерализованных зон дробления на территории месторождения Базовское [8].

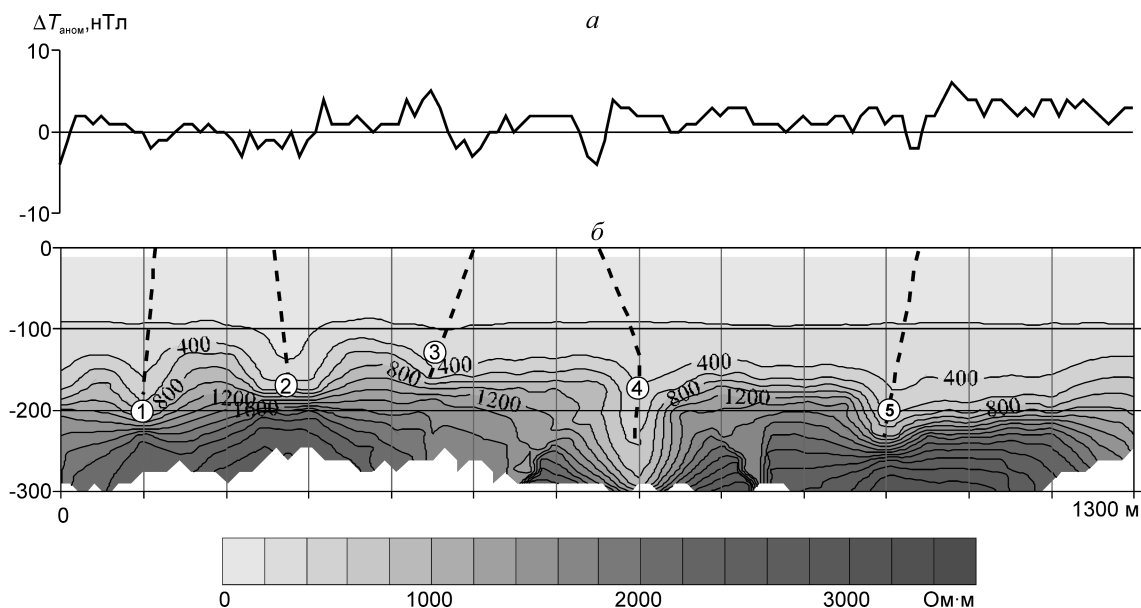
*Месторождение Талалахское.* В пределах месторождения развиты три структурно-морфологиче-



**Рис. 3. Геофизические поля зоны Восточная на месторождении Базовское:**

а — изолинии э.д.с. в интервале времен 30–50 мкс, б — изолинии магнитного поля; 1 — изолинии положительного (а), нулевого (б), отрицательного (в) знаков; 2 — зона Восточная

ских типа рудных тел: жильно-прожилковый, жильный и минерализованные зоны смятия и дробления. К жильно-прожилковому типу относятся маломощные кварцевые жилы и оперяющие их разнонаправленные прожилки на участках окварцевания и брекчирования. Кварцевые прожилки мощностью до нескольких сантиметров формируют рудные зоны. Второй тип представлен кварцевыми жилами мощностью до нескольких метров и протяженностью по



**Рис. 4. График аномального магнитного поля (а) и геоэлектрический разрез кажущегося УЭС (б) по данным ЗМПП рудопроявления Кокарин-Встречный:**

цифрами в кружках пронумерованы оси аномальных зон, выделенных при комплексной интерпретации геофизических данных

простираются до нескольких сотен метров. Обычно они сопровождаются тонкими кварцевыми прожилками. Наряду с межпластовыми, развиты секущие жилы. Минерализованные зоны смятия и дробления — наиболее масштабный тип рудных зон с преобладанием сульфидизированных метасоматически измененных, окварцованных и дислоцированных пород [7].

Поиски минерализованных зон дробления на рудопроявлении Кокарин-Встречный сопровождалась магниторазведочными и электроразведочными работами. Магниторазведка выполнена в профильном варианте с использованием аппаратуры МПП-203 с шагом наблюдений 10 м. Электромагнитные исследования методом ЗМПП осуществлены в соосном варианте Q-q (петля в петле) с однократным наблюдением в центре приемно-генераторной установки. Сторона генераторной петли составила 50 м, сила тока 10 А, момент приемной петли —  $10 \text{ м}^2$ ; период импульса подаваемого тока 10 мкс; шаг наблюдений 50 м, количество накоплений сигналов на одной точке зондирования 32. Синхронизация между генератором и измерителем проводилась через GPS-приемники. Длительность переходного процесса на точках зондирования по интерпретационному профилю составила не более 100 мкс.

Аномальное магнитное поле по интерпретационному профилю обладает слабой интенсивностью,

значения  $\Delta T_{\text{аном}}$  изменяются от -6 до 6 нТл (рис. 4, а). На графике значений  $\Delta T_{\text{аном}}$  выделены малоамплитудные локальные аномалии отрицательного знака шириной от 30 до 100 м. Геоэлектрический разрез характеризуется кажущимся удельным электрическим сопротивлением (УЭС) от 100 до 3400 Ом·м (см. рис. 4, б). На интерпретационном профиле выделены аномальные зоны повышенных сопротивлений шириной до 70 м, предположительно отвечающие окварцованным зонам дробления.

Комплексная интерпретация геофизических данных показала пространственную корреляцию отрицательных локальных аномалий магнитного поля с выделенными аномальными зонами высокого сопротивления (см. рис. 4). Сопоставление графика аномального магнитного поля и геоэлектрического разреза дает дополнительные данные о параметрах аномальных зон. Исследования на объектах Эльгинского рудно-россыпного узла показали, что контролирующее золотое оруденение минерализованные зоны дробления характеризуются слабой намагниченностью и высокими значениями кажущегося УЭС, обусловленных дислоцированными низкопроводящими терригенными породами, содержащими кварцевый материал и рассеянные сульфиды.

*Тарынский рудно-россыпной узел.* Исследовались Дора-Пильское и Мало-Тарынное рудные по-

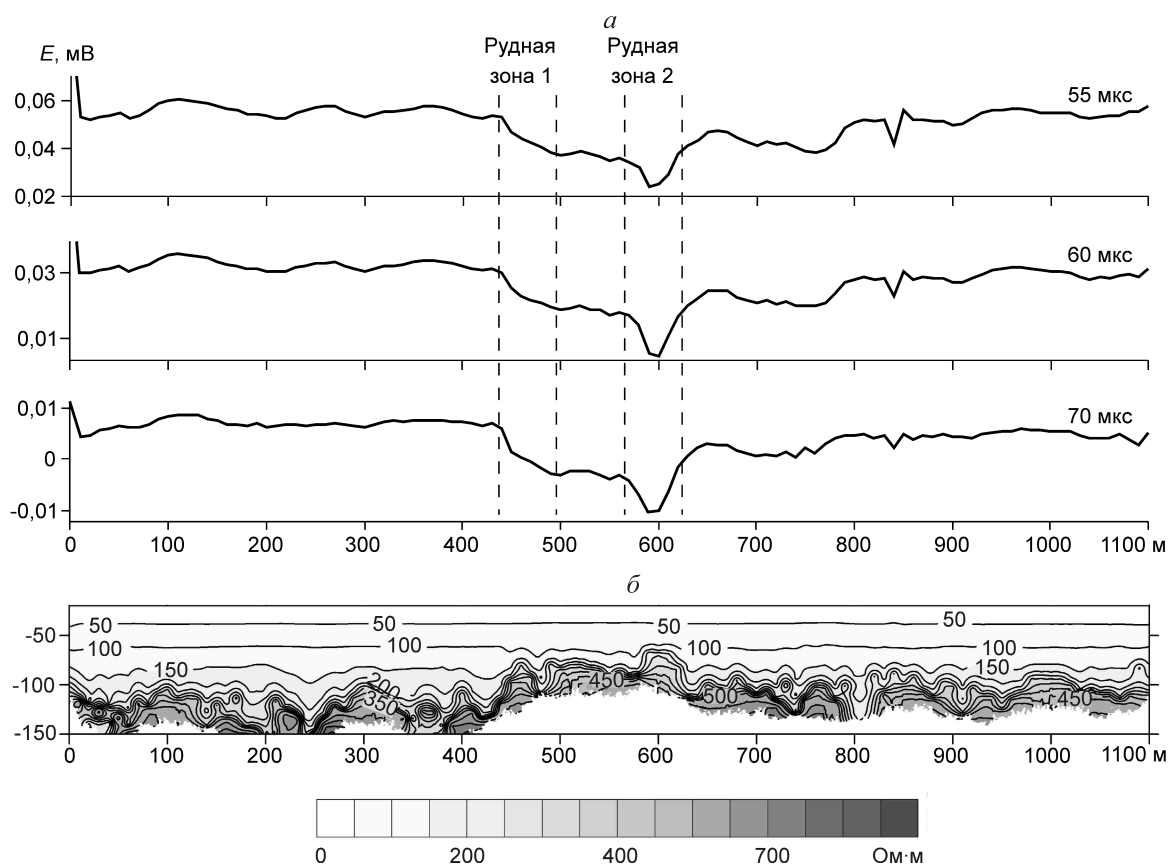


Рис. 5. Графики э.д.с. на различных временах (а) и геоэлектрический разрез кажущегося УЭС (б) рудопроявления Малютка

ля. Оруденение локализуется в минерализованных многократно активизированных надвигах и оперяющих их жильно-прожилковых телах. На рудопроявлении Малютка Дора-Пильского рудного поля выполнена электромагнитная съемка методом ЗМПП. Установлены следующие параметры приемно-генераторной конструкции: сторона генераторной петли 25 м, момент приемной рамки 10 м<sup>2</sup>, сила тока 5 А, период импульса 10 мс. Шаг наблюдений 10 м. Минерализованные зоны отчетливо выделяются на временах 60–70 мкс пониженными значениями э.д.с., что указывает на их повышенное кажущееся удельное электрическое сопротивление по отношению к вмещающим породам (рис. 5). В геоэлектрическом разрезе зоны проявляются приподнятым блоком повышенного сопротивления, краевые части которого пространственно совпадают с рудными зонами 1 и 2 рудопроявления Малютка [4].

В Мало-Тарынском рудном поле исследования выполнены в плотике отработанной россыпи, где

открыт юго-восточный фланг рудных зон. Комплекс электроразведочных методов включал дипольное электропрофилирование (ДЭП), симметричное электропрофилирование (СЭП) и ЗМПП. Опытным путем подобраны такие параметры установки ДЭП: разнос питающей линии 10 м, приемной — 10 м, расстояние между серединами питающей (АВ) и приемной (МN) линий 20 м, рабочая частота 625 Гц. При симметричном электропрофилировании АМNB использовались следующие установки: разнос линии АВ 50 м, МN — 10 м, частота 625 Гц. Шаг наблюдений 5 м.

Зондирования методом переходных процессов на объекте исследований проведены в соосном варианте Q-q. Момент генераторной петли составлял 500 Ам<sup>2</sup> (генераторная петля 10×10 м, сила тока 5 А), приемной — 10 м<sup>2</sup> (сторона приемной петли 1×1 м, число витков 10); период импульса подаваемого тока 10 мкс; количество накопленных сигналов на одной точке зондирования 32. Синхронизация между генератором и измерителем

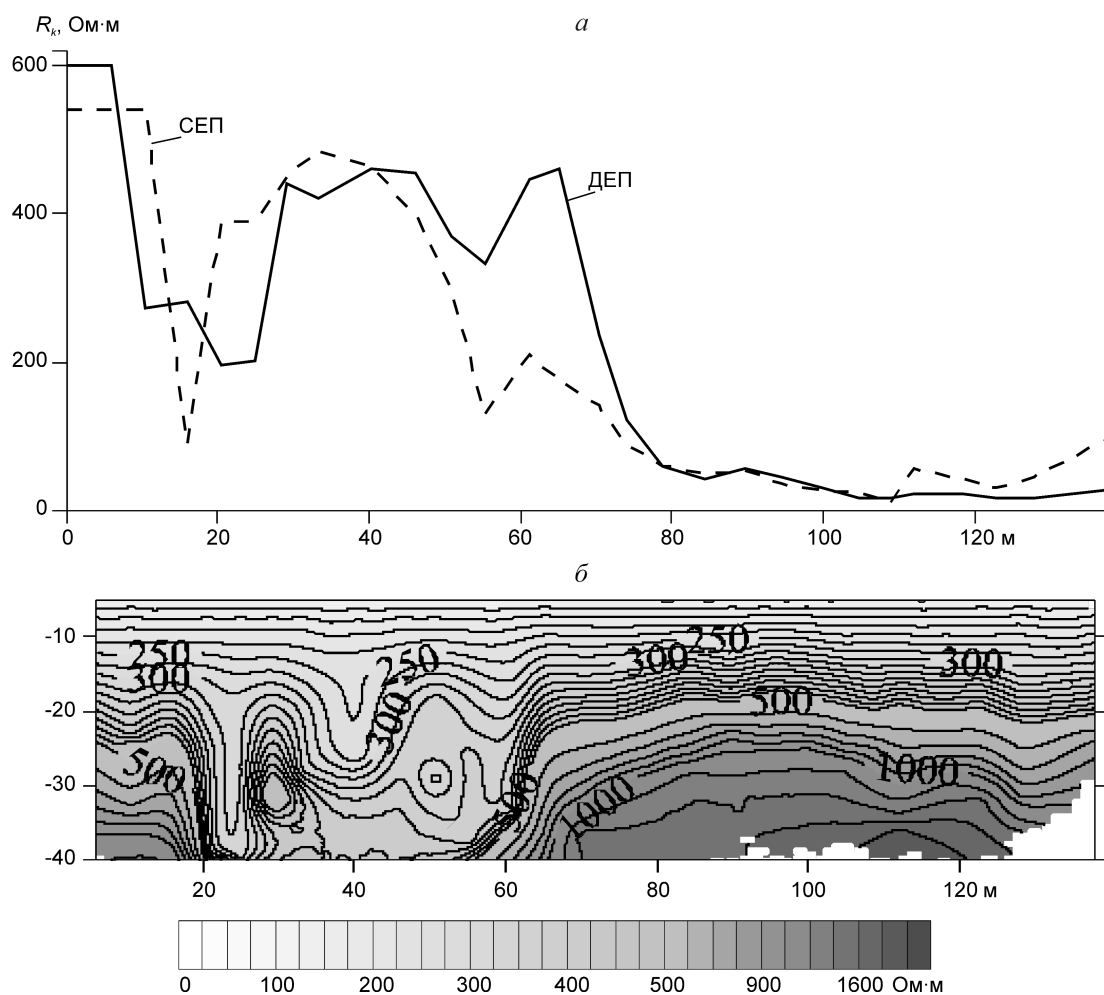


Рис. 6. Графики кажущегося УЭС (а) и геоэлектрический разрез кажущегося УЭС по данным ЗМПП (б) минерализованной зоны дробления Мало-Тарынского рудного поля

осуществлялась через коммутатор. Шаг наблюдений 5 м.

По данным методов электропрофилирования краевые части зоны гидротермальной переработки пород интенсивно сульфидизированы и фиксируются понижением кажущегося УЭС (рис. 6). Интервалам кварцевого прожилкования соответствуют высокие значения кажущегося УЭС. Отмечается преимущество дипольного профилирования над модификацией СЭП при выделении вертикальных контактов минерализованной зоны. В геоэлектрическом разрезе кажущейся электропроводности, построенном по данным ЗМПП, повышенными значениями характеризуются участки сульфидизации, пониженными — зоны кварцевого прожилкования.

Итак, анализ аномального гравитационного поля показал, что в верхних горизонтах земной коры Верхне-Индибирского района широко развиты не-

открытые интрузивные тела, по периферии которых локализуются разновозрастные продуктивные рудно-магматические системы. Характерная особенность золоторудных площадей района — приуроченность их к региональным и локальным положительным аномалиям, отражающим соответственно приподнятые блоки фундамента и области измененных пород [5, 9], что отмечается также для Верхне-Колымского золотоносного района. Так, золоторудные узлы Аян-Юряхского антиклинория и Балыгычанского поднятия тяготеют к локальному выступу высокоомного кристаллического фундамента, в Инъяли-Дебинском синклинии — к положительным локальным аномалиям гравитационного и магнитного полей [10, 11].

Рудоконтролирующие минерализованные зоны смятия и дробления Верхне-Индибирского района эффективно выделяются магнито- и электрораз-



дочными методами. Для них характерны слабоинтенсивные локальные магнитные аномалии отрицательного знака и преимущественно повышенные по сравнению с вмещающими породами значения кажущегося УЭС. В импульсном электромагнитном поле зоны отмечаются быстрым затуханием переходного процесса и в зависимости от размеров генераторно-приемной конструкции отчетливо отражаются на графиках э.д.с. на различных временных интервалах.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волков А.В., Сидоров В.А. Крупные месторождения золота и серебра Северо-Востока России (геолого-генетические и поисковые модели) // Золото северного обрамления Пацифика. Магадан, 2008. С. 14–15.
2. Духовский А.А., Артамонова Н.А. Выделение по гравиметрическим данным разноранговых рудоносных площадей как основы для прогнозных построений (на примере складчатых областей Забайкалья – Дальнего Востока) // Отечественная геология. 2005. № 4. С. 77–84.
3. Сафонов Ю.Г. Пространственно-генетические соотношения золоторудных месторождений и интрузивного магматизма // Золото северного обрамления Пацифика. Магадан, 2008. С. 12–14.
4. Соловьев Е.Э., Кычкин В.А. Комплексные геофизические исследования Дора-Пильского рудного поля // Мат-лы научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России». Якутск, 2012. Т. II. С. 225–229.
5. Соловьев Е.Э., Фридовский В.Ю. Золоторудные узлы Верхне-Индибирского района в локальных и региональных аномалиях гравитационного поля (восточная Якутия) // Вестн. ЯГУ. 2010. Т. 7. № 2. С. 34–39.
6. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) // Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. – М.: МАИК «Наука/Интерперидика», 2001.
7. Фридовский В.Ю. Анализ деформационных структур Эльгинского рудного узла (Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2010. № 4. С. 39–45.
8. Фридовский В.Ю., Соловьев Е.Э. Импульсная электро-разведка при изучении строения рудных районов // Мат-лы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной памяти Л.М.Парфенова, «Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии». Хабаровск, 2007. С. 362–365.
9. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Соловьев Е.Э. Динамика формирования и структуры юго-восточного сектора Адыча-Нерской металлогенической зоны // Отечественная геология. 2003. № 3. С. 16–21.
10. Хасанов И.М., Шарафутдинов В.М. Структурные особенности глубинного строения золоторудных узлов юго-востока Яно-Колымской складчатой системы по геофизическим данным // Золото северного обрамления Пацифика. Магадан, 2008. С. 166–168.
11. Хасанов И.М., Шарафутдинов В.М. Глубинная структура юго-востока Яно-Колымской складчатой системы по геофизическим данным и характерные особенности строения золоторудных узлов // Ученые записки Казанского университета. Естественные науки, 2011. Т. 153. Кн. 3. С. 230–246.

УДК 551.243 (571.56)

© О.Б.Олейников, Л.И.Полуфунтикова, В.И.Павлов, С.И.Этигясов, 2012

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ ГРАНАТОВ ИЗ МЕЗОЗОЙСКИХ АЛМАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**О.Б.Олейников (Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН), Л.И.Полуфунтикова (Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова), В.И.Павлов, С.И.Этигясов (ОАО «Нижне-Ленское»)**

*Изучение состава пиропов из разновозрастных терригенных отложений северо-востока Сибирской платформы позволило установить, что гранаты из базальных гравелитов ладинских отложений Нижнеленского алмазоносного района не могли быть источником пиропов для высокоалмазоносного пласта карнийских туффитов Булкурской антиклинали. Судя по количеству зерен гранатов лерцолитов аномального состава, плинсбахские базальные конгломераты в бассейнах рек Куйюка и Уджда не служили промежуточными коллекторами для пиропов Анабарского алмазоносного района.*

*Ключевые слова: туффит, конгломерат, пироп, алмаз, Сибирская платформа, Булкурская антиклиналь, Анабарский алмазоносный район.*

*Олейников Олег Борисович, Полуфунтикова Лена Идененовна [pli07@list.ru](mailto:pli07@list.ru), Павлов Вадим Ильич, Этигясов Семен Иннокентьевич.*

## FEATURES OF THE COMPOSITIONS OF GARNETS FROM DIAMONDIFEROUS SEDIMENTS OF MESOZOIC NORTH-EAST OF THE SIBERIAN PLATFORM

**O.B.Oleinikov, L.I.Polufuntikova, V.I.Pavlov, S.I.Etigjasov**

*Studying the composition of pyropes from different-aged terrigenous rocks in the north eastern Siberian platform showed that garnets from Ladinian basal gritstones of the Lower Lena diamond-bearing region could not be the source of pyropes for a highly diamondiferous layer of Carnian tuffites of the Bulcur anticline. Judging by the number of grains of garnet lherzolites anomalous composition Pliensbachian basal conglomerates in the river basins Kuyoka and Udzha are not intermediate reservoir rocks for pyropes of the Anabar diamond-bearing.*

*Key words: tuffite, conglomerate, pyrope, diamond, Siberian platform, Bulcur anticline, Anabar diamond-bearing region.*

Выделение алмазоносных туффитов, слагающих базальный горизонт карнийского яруса в районе Булкурской антиклинали (низовье р. Лена), в качестве генетического типа алмазных месторождений [4, 5] позволило решить вопрос коренного источника для россыпных алмазов «Эбеляхского» (нижнеленского) типа [7] на северо-востоке Сибирской платформы. В то же время, в пределах Анабарского и Приленского алмазоносных районов, промышленные россыпи которых содержат данную ассоциацию, представленную ламинарными и округлыми кристаллами I разновидности и алмазами II, IV, V и VII разновидностей [10], подобные алмазоносные породы не установлены. Проведенная ранее реконструкция, основанная на степени механического износа кристаллов алмаза, позволила предположить, что нетрадиционные коренные источники средне- и поздне триасового возраста, прогнозируемые в пределах восточного склона Оленекского поднятия и низовьев р. Лена, могли быть источником основной части алмазов Лено-Анабарской алмазоносной субпровинции [3]. Однако значительная оторванность россыпей бассейна р. Анабар от Нижнеленского района, а также результаты изучения минеральных эндогенных фаз на по-

верхности кристаллов алмазов Анабарского алмазоносного района, в том числе и на изношенных [8, 9], противоречат данной концепции. Не решен вопрос о том, могли ли ладинские отложения, выходы которых обнаружены вблизи Оленекской протоки р. Лена, участвовать в формировании алмазоносности более молодых карнийских вулканогенно-осадочных пород Булкурской антиклинали. Для рассмотрения этих важных для поисковых работ положений предлагается использовать данные ОАО «Нижне-Ленское» об особенностях составов пиропов из крупнообъемных проб, отобранных из базальных отложений ладинского, карнийского, плинсбахского и четвертичного возраста северо-востока Сибирской платформы (рис. 1).

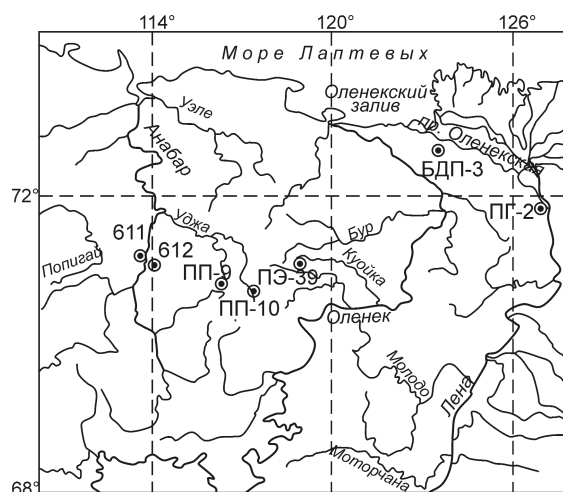
Алмазоносность базальных отложений ладинского яруса, расположенных в бассейне р. Улахан-Юрях, впадающей в Оленекскую протоку р. Лена, выявлена геологами ПГО «Аэрогеология». В результате переопробования вулканогенно-осадочных отложений карнийского возраста в пределах Булкурской антиклинали в среднем течении р. Булкур (низовье р. Лена) геологами ОАО «Нижне-Ленское» определен максимальный уровень их алма-

зональности — 12,63 кар/м<sup>3</sup> [4]. Присутствие алмазов в плинсбахских отложениях, расположенных к востоку от Эбеляхского алмазоносного района в бассейнах рек Уджа (правый приток р. Анабар) и Куойка (левый приток р. Оленек), доказано геологами АК «АЛРОСА» (В.Е.Охлопков и др., 1987; И.П.Попов и др., 1990 г.; А.В.Манаков и др., 1994 г.). Приведем краткую характеристику опробованных алмазоносных отложений.

Нижний слой ладинского алмазоносного базального горизонта в бассейне р. Улахан-Юрях представлен рыхлым песчано-гравийным материалом с прослойками литифицированных гравелитов (БДП-3\*). Мощность литифицированных прослоев до 5–6 см. Размер гравия от 1 до 6 мм, средний 2–3 мм. Галька хорошо окатана и имеет округлую форму. Псаммитовый компонент составляет до 40% объема породы и состоит из мелко- и среднезернистого песка. Мощность отложений >6 м.

Продуктивный пласт карнийского возраста наблюдается в пределах верхней части берегового обнажения р. Булкур (левый приток р. Лена). Он имеет мощность от 10 до 25 см и прослеживается на протяжении 30 м. Алмазоносный горизонт сложен интенсивно ожелезненным буровато-коричневым песчано-глинистым материалом (ПГ-2), содержащим шаровидные и эллипсоидные обломки песчаников, диабазов, риолитов, андезитов, кремней и кварца размером до 5 см. Данные отложения Булкурской антиклинали вулканогенно-осадочной породы [4, 5].

Коренные выходы конгломератов базального горизонта плинсбахского века в бассейне р. Уджа расположены на левом берегу руч. Тобук-Юряге (бассейн р. Булгунняхтах, ПП-9) и на правом берегу р. Уджа в ее верхнем течении (ПП-10). В первом случае опробованные породы прослеживаются на протяжении 80 м и имеют мощность до 1,5 м. Крупнообломочный материал — хорошо окатанные гальки и мелкие валуны размером от 1 до 20 см. Гальки размером до 5 см округлой формы, крупные гальки и валуны (от 5 до 20 см) уплощенной. Обломочный материал по составу и цветовой гамме разнообразен. Псаммитовая фракция конгломерата сложена мелкозернистым песком и занимает до 30% от общего объема породы. Верхняя часть базального горизонта (мощностью до 1,2 м) находится в рыхлом состоянии, нижняя (до 40 см) — в литифицированном.



**Рис. 1.** Схема расположения точек опробования разновозрастных вулканогенно-осадочных и терригенных отложений Лено-Анабарской алмазоносной субпровинции:

пробы из отложений: четвертичных (611, 612), нижнеюрских, плинсбахский ярус (ПП-9, ПП-10, ПЭ-39), верхнетриасовых, карнийский ярус (ПГ-2), среднетриасовых, ладинский ярус (БДП-3)

Во второй точке опробования протяженность обнажения плинсбахских отложений составляет около 20 м, высота до 20 м. В основании выхода залегает слаболитифицированный базальный горизонт конгломератов мощностью до 0,5 м. Псефитовый материал состоит из хорошо окатанных галек и мелких валунов размером от 1 до 30 см. Гальки размером до 5 см имеют округлую форму, крупные гальки и валуны (от 5 до 20 см) — в основном уплощенную. Грубобломочный материал в этой точке отличается от плинсбахских конгломератов бассейна р. Булгунняхтах преобладанием гальки, мелких валунов туффитов и магматических пород. Псаммитовая фракция конгломерата из мелкозернистого песка занимает до 30% от общего объема породы.

Третья точка наблюдения (ПЭ-39) расположена в борту руч. Быллар (левый приток р. Куойка). Обнажение юрских отложений имеет длину до 50 м, высоту до 30 м. Базальный горизонт плинсбахских конгломератов мощностью 0,5 м находится в 25 м от уреза воды. Галька в основном состоит из кварца, магматических пород кислого состава, кварцитов, долеритов, песчаников, кремней и угля. Встречаются крупные валуны эффузивных пород

\* Здесь и далее в скобках указаны номера проб, место отбора которых см. рис. 1.

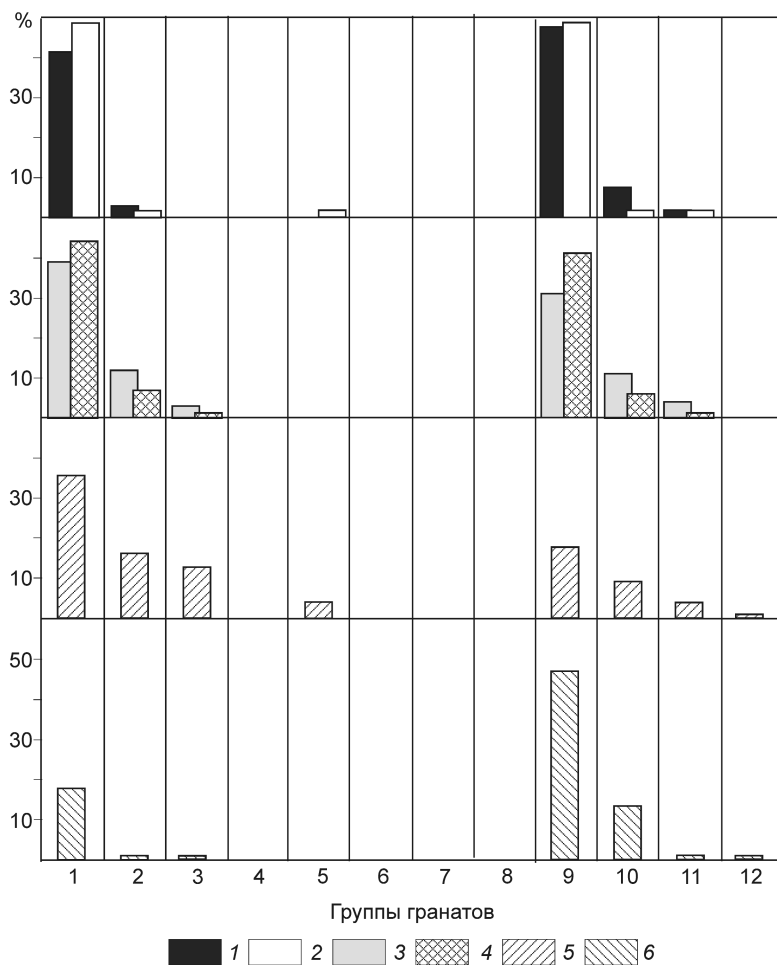


Рис. 2. Гистограммы распределения гранатов по группам статистической классификации, по [12]:

пробы из четвертичных отложений: 1 — руч. Тигликит (611), 2 — руч. Хара-Мас (612); пробы из нижнеюрских отложений, плинсбахский ярус: 3 — р. Уджа (ПП-10), 4 — р. Куойка (ПЭ-39); 5 — пробы из верхнетриасовых отложений, карнийский ярус, р. Булкур (ПГ-2); 6 — пробы из среднетриасовых отложений, ладинский ярус, Оленекская протока (БДП-3)

кислого состава размером до 0,6 м. Количество псаммитового материала составляет 43%.

Для характеристики пиропов из россыпных месторождений Эбеляхского алмазоносного района (бассейн р. Анабар) использованы результаты, полученные по гранатам из аллювиальных отложений ручьев Тигликит (правый приток р. Биллях, 611) и Хара-Мас (612).

Пиропы из вулканогенно-осадочных и терригенных пород изучены на рентгеноспектральном микроанализаторе «Самбах-микро». Для определения признаков, позволяющих установить индивидуальные и общие особенности полученных выборок химических составов пиропов, использовались статистическая классификация Дж.Давсона и В.Стефенса [12] (таблица) и парагенетическая дискрими-

национная диаграмма  $\text{CaO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$  [13]. Для уточнения присутствия гранатов лерцолитов аномального состава (ЛАС) применялись выявленные для них особенности состава, % ( $\text{MnO} > 0,4$ ,  $\text{TiO}_2 < 0,1$ ,  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) \cdot 100 < 82$ ) [11]. Ввиду отсутствия данных по содержанию в минерале  $\text{Na}_2\text{O}$  количество гранатов, относящихся к алмазоносному эклогитовому парагенезису (группа 4), не рассчитывалось. Гранаты группы 5 с высоким содержанием  $\text{FeO}$ , согласно данным В.П.Афанасьева с соавторами [1], относятся к коровым.

Среди пиропов ладинских базальных гравелитов (рис. 2, БДП-3) по составу преобладают гранаты группы 9 (58%). В меньшем количестве (22%) присутствуют зерна группы 1, а также группы 10 (17%), встречающиеся в кимберлитах и в виде включений в алмазах. Кроме того, в изученной выборке отмечены единичные пиропы, которые по химическому составу относятся к группам 2, 3, 11 и 12. Количество гранатов ЛАС 8,4%.

Для пиропов из высокоалмазоносного вулканогенно-осадочного пласта карнийских отложений (см. рис. 1, ПГ-2) характерно преобладание гранатов группы 1 (35%). В значимом, но существенно меньшем количестве (см. рис. 2) присутствуют зерна, ха-

актерные преимущественно для лерцолитов — 18% (группа 9), кимберлитов 1—16% (группа 2), эклогитов — 13% (группа 3), а также встречающиеся в кимберлитах и во включениях в алмазе — 9% (группа 10). Кроме того, в изученной выборке установлены единичные пиропы, по химическому составу относящиеся к группам 5, 11 и 12. Количество гранатов ЛАС составляет 2,9%.

Среди гранатов из плинсбахских базальных конгломератов, обнажения которых расположены в бассейне р. Уджа (см. рис. 2), по составу преобладают и в соизмеримых количествах присутствуют (%) пиропы групп 1 (ПП-9 — 35, ПП-10 — 39) и 9 (ПП-9 — 33, ПП-10 — 31). В подчиненном количестве содержатся (%) гранаты групп 2 (ПП-9 — 17, ПП-10 — 12) и 10 (ПП-9 — 8, ПП-10 — 11). В про-

**Среднее содержание главных оксидов и встречаемость различных типов граната в кимберлитовых породах, по [12]**

Группа	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Встречаемость*
1	0,58	1,34	9,32	20,00	4,82	К (21), КГЛ (4), ГОВ (3), АП (1)
2	1,09	0,91	9,84	20,30	4,52	К (24)
3	0,31	0,30	16,49	13,35	6,51	ЭК (22), АЭ (16), ВАЭ (8), К (3), ГВБ (3)
4	0,90	0,08	17,88	9,87	9,41	ВАЭ (7), К (1), ЭК (1)
5	0,05	0,03	28,33	7,83	2,44	К (10), ЭК (5), ВАЭ (1)
6	0,24	0,27	10,77	10,38	14,87	ЭК (13), ВАЭ (11), ГР (1)
7	0,29	11,52	5,25	8,61	21,60	К (9), ГС (1)
8	0,25	0,04	6,91	4,69	24,77	ГР (10)
9	0,17	3,47	8,01	20,01	5,17	ГЛ (26), К (15), ГОВ (11), ГГ (2), ЭК (1), ВАП (3)
10	0,04	7,73	6,11	23,16	2,13	К (43), ВАП (32), ГС (2)
11	0,51	9,55	7,54	15,89	10,27	К (12), ГЛ (1), ВАП (1)
12	0,18	15,94	7,47	15,40	9,51	К (25), ГС (1)

\*АЭ — алмазоносный эклогит, ВАП, ВАЭ — включения в алмазе перидотитового и эклогитового состава, ГВ — гранатовый верлит, ГВБ — гранатовый вебстерит, ГГ — гранатовый гарибургит, ГД — гранатовый дунит, ГЛ — гранатовый лерцолит, ГОВ — гранат-оливиновый вебстерит, ГП — гранатовый пироксенит, ГР — гроспидит, ГС — гранатовый серпентинит, К — кимберлит, КГЛ — катаклазированный гранатовый лерцолит, ЭК — эклогит.

бах обеих групп присутствуют единичные зерна пиропов, относящиеся к группам 3, 5 и 11. Количество гранатов ЛАС составляет 7,7% (ПП-9) и 8,8% (ПП-10). Таким образом, по особенностям состава эти две выборки пиропов в целом однотипны.

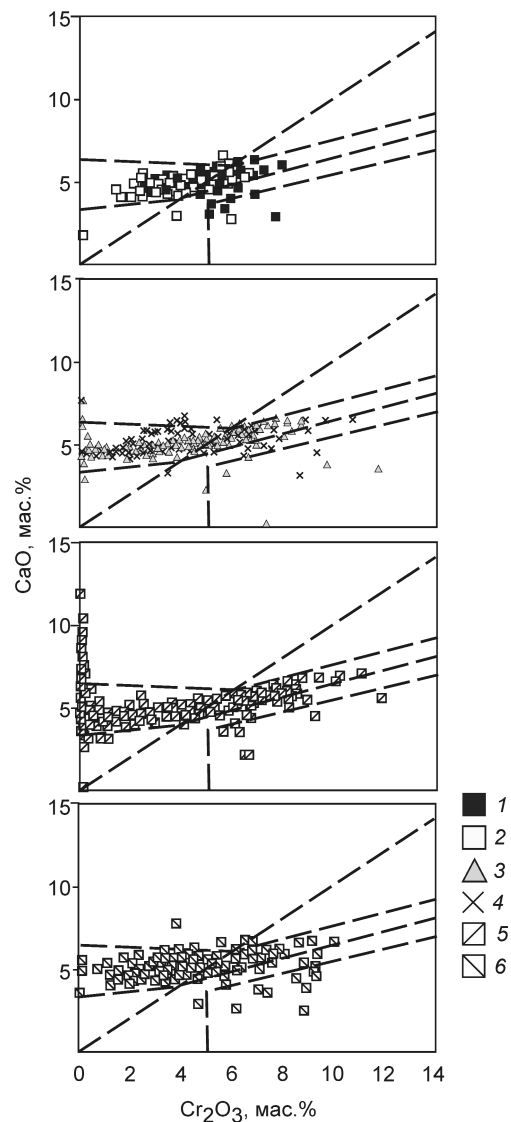
Среди гранатов, отобранных из плинсбахских базальных конгломератов в бассейне р. Куойка (ПЭ-39), по составу преобладают и в соизмеримых количествах присутствуют пиропы групп 1 (44%) и 9 (41%) (см. рис. 2). Количество гранатов ЛАС составляет 10,5%.

Химические составы зерен гранатов из аллювиальных отложений ручьев Тигликит (611) и Хара-Мас (612) близки (см. рис. 2). Так, для них характерны преобладание (%) гранатов групп 1 (41 и 48 соответственно) и 9 (47 и 48 соответственно) и отсутствие зерен эклогитового парагенезиса. В пробе 611, отобранной на р. Тигликит, гранаты группы 10 составляют 8%, а гранаты ЛАС не встречены. В пробе 612 их количество составляет 1,5%.

Расположение точек составов пиропов из разновозрастных вулканогенно-осадочных и терригенных отложений на диаграммах CaO–Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (рис. 3) свиде-

**Рис. 3. Распределение составов пиропов на парагенетической дискриминационной диаграмме CaO–Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, по [13]:**

пробы из четвертичных отложений: 1 — руч. Тигликит (611), 2 — руч. Хара-Мас (612); пробы из нижнеюрских отложений, плинсбахский ярус: 3 — р. Уджа (ПП-10), 4 — р. Куойка (ПЭ-39); 5 — пробы из верхнетриасовых отложений, карнийский ярус, р. Булкур (ПГ-2); 6 — пробы из среднетриасовых отложений, ладинский ярус, Оленекская протока, (БДП-3)



тельствует о постоянном присутствии в изученных выборках зерен алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезиса [13], что соответствует данным об алмазности опробованных отложений.

Таким образом, изучение составов пиропов позволяет выделить четыре сообщества выборок, соответствующих как району, так и возрасту опробованных вулканогенно-осадочных и терригенных отложений северо-востока Сибирской платформы. Принципиальным отличием пиропов из ладинских отложений является резкое преобладание гранатов группы 9 (см. рис. 2), а также высокая доля зерен гранатов ЛАС. Эти особенности позволяют утверждать, что нижний слой ладинского базального горизонта не мог быть основным источником для формирования пироповой ассоциации высокоалмазоносного карнийского пласта, в котором преобладают гранаты группы 1 и практически отсутствуют пиропы ЛАС. В то же время, пиропы из алмазоносных карнийских, плинсбахских и четвертичных отложений по особенностям составов сходны за счет преобладания гранатов групп 1 и 9. Однако существуют и принципиальные отличия:

наиболее высокая доля гранатов эклогитового парагенезиса (группа 3) установлена в туффидах карнийских отложений (13%). В других пробах такие гранаты не обнаружены или содержатся в единичных зернах. Это может быть связано с особенностями коренных источников минерала или с гипергенным уничтожением пиропов данного типа [2];

пиропы, отобранные из плинсбахских отложений в бассейне рек Уджа и Куойка, отличаются большей долей гранатов ЛАС. Но это, по-видимому, не связано с наличием в данном районе кимберлитов Куойкского поля мезозойского возраста [6], содержащих большое количество пиропов ЛАС [11], которые в основном более молодые по сравнению с изученными отложениями;

для пиропов, отобранных из современных аллювиальных отложений в Эбеляхском алмазоносном районе (611, 612), характерно отсутствие гранатов эклогитового парагенезиса. Аналогичная особенность гранатов была ранее описана и для алмазоносных аллювиальных отложений р. Маят.

Итак, отмеченные особенности позволяют сделать следующие выводы.

Плинсбахские базальные конгломераты не могли служить промежуточными коллекторами для пиропов Эбеляхского алмазоносного района, поскольку в них преобладают гранаты ЛАС.

Типоморфная особенность коренных высокоалмазоносных пород, как среднепалеозойских кимберлитов [11] (например, трубка Удачная), так и туффи-

тов из карнийских отложений Булкурской антиклинали и, по-видимому, связанных с последними современных россыпных месторождений Эбеляхского алмазоносного района — минимальное количество гранатов ЛАС.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.* Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. — Новосибирск: Филиал «Гео» Изд. СО РАН, Издательский дом «Манускрипт», 2001.
2. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.* Поисковая минералогия алмазов. — Новосибирск: «Гео» СО РАН, 2010.
3. *Граханов С.А.* Россыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы и ее коренные источники // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 20–28.
4. *Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К.* Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса — источник алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 3–12.
5. *Граханов С.А., Сулейманов А.М., Голубев Ю.К.* Пирокласты северо-востока Сибирской платформы как источник россыпных алмазов // Руды и металлы. 2010. № 1. С. 45–48.
6. *Зайцев А.И., Смелов А.П.* Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. — Якутск: Офсет, 2010.
7. *Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.* Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. — М.: Недра, 2003.
8. *Олейников О.Б., Павлушин А.Д., Попов А.В.* Постгенетические минералы и микростекла кристалла алмаза V разновидности из россыпного месторождения Холломолох и их генезис // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 77–83.
9. *Олейников О.Б., Павлушин А.Д.* Постгенетические минералы и микростекла кристалла алмаза V разновидности из россыпей Эбеляхского алмазоносного района и их генезис // Мат-лы Международной конференции «Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых», Томск, ТПУ, 5–8 октября 2010 г. Томск, 2010. С. 429–432.
10. *Орлов Ю.Л.* Минералогия алмаза. — М.: Наука, 1973.
11. *Тычков Н.С., Похиленко Н.П., Кулигин С.С., Малыгина Е.В.* Особенности составов и происхождение пиропов аномального состава из лерцолитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 4. С. 302–318.
12. *Dawson J.B., Stefens W.E.* Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths // J. Geol. 1975. Vol. 83. P. 589–607.
13. *Sobolev N.V., Lavrentiev Yu.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V.* Chrom-rich garnet from the kimberlites of Yakutia and their petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1973. Vol. 40. P. 39–52.

УДК 552.323.6:550.93:550.83 (571.56)

© С.А.Бабушкина, З.А.Алтухова, А.И.Зайцев, 2012

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ИЗОТОПИЯ ПОРОД ТРУБКИ ЗАПРЕТНАЯ, ОРТО-ЫАРГИНСКОЕ ПОЛЕ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

С.А.Бабушкина (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН, Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова), З.А.Алтухова, А.И.Зайцев (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН)

*Изучены петрографический состав и изотопия пород, составляющих трубку Запретная. Установлено, что тело трубки выполнено карбонатизированной брекчией. По химическому составу породы наиболее близки к лампрофирам. Омоложение возраста, возможно, связано с влиянием процессов контаминации.*

*Ключевые слова: трубка, брекчия, ксенолит, лампрофир, возраст.*

*Бабушкина Светлана Анатольевна, [ssta@list.ru](mailto:ssta@list.ru), Алтухова Зинаида Андреевна, Зайцев Альберт Иванович*

## MINERAL COMPOSITION AND ISOTOPE OF ROCKS OF THE ZAPRETNAYA PIPE, ORTHO-YARGINSKOE FIELD YAKUTIAN DIAMONDIFEROUS PROVINCE

S.A.Babushkina, Z.A.Altukhova, A.I.Zaitsev

*Studied is the petrography and isotopy of rocks composing the Zapretnaya pipe. It is established that the body is made of carbonatized breccia. The chemical composition of the rocks is most similar to lamprophyres. Rejuvenation of age may be due to the influence of contamination processes.*

*Key words: pipe, breccia, xenolith, lamprophyre, age.*

Геологическая история формирования северо-восточной части Якутской кимберлитовой провинции до сих пор детально не проанализирована; магматические образования, в том числе содержащие алмазы, изучены фрагментарно [5, 6] и диагностированы неоднозначно. Орто-Ыаргинское поле (рис. 1) находится в пределах северной субширотной ветви кембрийской рифтовой системы на ее пересечении с северным окончанием Куонамской кимберлитоконтролирующей зоны [8]. Оно представлено в основном карбонатитовыми и в меньшей степени кимберлитовыми трубками [7], прорывающими среднекембрийские карбонатные породы. Установлено, что щелочно-ультраосновной магматизм на северо-востоке Якутской алмазоносной провинции в пределах Эбеляхского и Орто-Ыаргинского полей проявился в три этапа: 390–340, 235–216 и 160–150 млн. лет [1, 3, 4,].

Трубка Запретная, расположенная в Орто-Ыаргинском поле в верховьях руч. Ортодур (правый приток р. Хаара-Масс), вскрыта геологами ОАО «Алмазы Анабара» при заверочных работах 2009–2010 гг. Тело трубки сложено серой, зеленовато-серой карбонатизированной брекчией с нечетко выраженной автолитовой текстурой (рис. 2, а). Содержание ксенолитов осадочных пород размером не более 4 см изменяется от 5–7 до 15 об. %. Среди них преобладают известняки, доломиты, редко отмечаются обломки мелкозернистого кварцита и олигомиктового песчаника. Мелкие ксенолиты сложены средне-крупнозернистыми карбонатными породами (см. рис. 2, б). Ксенолиты метаморфиче-

ских пород основного состава представлены гранат-биотит-плагиоклазовыми, пироксен-плагиоклаз-биотитовыми и гранат-биотит-пироксен-плагиоклазовыми разновидностями (см. рис. 2, в, г). Вокруг них часто образуется узкая асимметричная оболочка (0,2 мм) карбонат-хлорит-слюдистого состава с мелкими окисленными зернами рудного минерала.

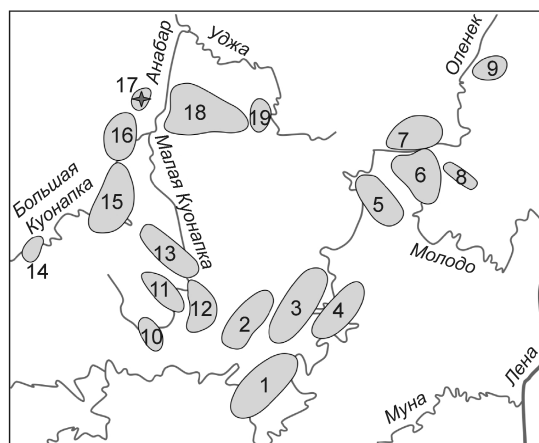
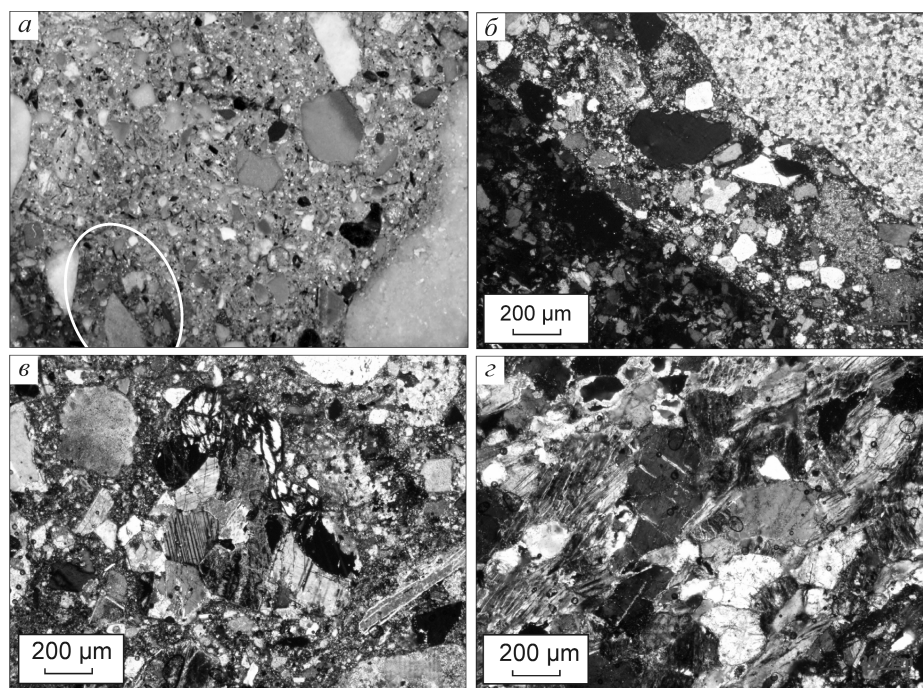


Рис. 1. Схема расположения кимберлитовых полей северной части Якутской кимберлитовой провинции:

кимберлитовые поля: 1 — Чомурдахское, 2 — Западно-Укукитское, 3 — Восточно-Укукитское, 4 — Огонер-Юряхское, 5 — Мерчимденское, 6 — Молодинское, 7 — Куойкское, 8 — Толуопское, 9 — Хорбосуонское, 10 — Куранахское, 11 — Биригиндинское, 12 — Лучаканское, 13 — Дюкенское, 14 — Среднекуонапское, 15 — Ары-Мастахское, 16 — Старореченское, 17 — Орто-Ыаргинское, 18 — Эбеляхское, 19 — Томторское



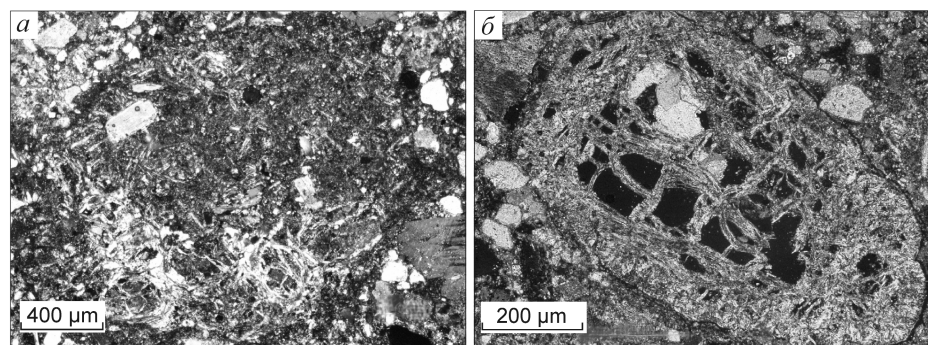
**Рис. 2. Породы, слагающие трубку Запретная:**

*a* — фото штуфа брекчии (белой линией оконтурен автолит); фото шлифов: *б* — брекчия с ксенолитами осадочных пород, *в, з* — ксенолиты метаморфических пород

Вторичные минералы — цеолиты — частично или полностью замещают зерна плагиоклаза, пироксена и биотита. Среди ксенолитов метаморфических пород основного состава встречаются эклогитоподобные кристаллические сланцы (плагиоклаз-клинопироксен (омфациит)-гранатовая порода). Породы массивные, структура гранобластовая. Соотношение основных породообразующих минералов (бласты плагиоклаза, граната и клинопироксена) практически равное. Мезостазиса мало, не более 3%, он выполнен преимущественно чешуйками биотита, а также сфеном, апатитом (?), гранатом второй генерации. Единичные зерна рудного минерала наблюдаются в плагиоклазе в виде каплевидных включений. Данные породы сформированы в условиях гранулитовой фации метаморфизма в малоглубинной обстановке. Ксенолиты пород основного состава представлены круп-

нозернистыми лейкократовыми габбро-долеритами призматически-офитовой структуры. Породы в разной степени затронуты вторичными процессами. В основном это сосюритизация плагиоклаза, хлоритизация и биотитизация клинопироксена. Исследованные образцы относятся к рифейским щелочным габброидам калиево-натровой щелочности.

В брекчии отмечаются редкие включения-реликты некарбонатизированной, вероятно, исходной породы размером 3,3×2,3 мм (рис. 3, *a*). Контакты местами четкие, но неровные; на отдельных участках вследствие резорбции — постепенные. Нечетко выраженная порфировая структура включений обусловлена распространением относительно крупных зерен пироксена, биотита и интенсивно измененных зерен овальной формы с реликтами гексагональных граней (предположительно псевдоморфозы серпентина по оливину (см. рис. 3, *б*). Псевдоморфозы разбиты в различных направлениях трещинками, заполненными карбонат-слюдистым веществом. Среди мелко-среднезернистого матрикса располагаются мелкие включения



**Рис. 3. Микрофотографии включения некарбонатизированной (исходной) породы:**

*a* — вкрапленники флогопита и псевдоморфозы по оливину, связующая масса мелко-среднезернистая, мелкозернистая карбонат-слюдистого состава с участками микролитовой структуры и редкими зернами апатита; *б* — псевдоморфоза по оливину



## 1. Представительные химические анализы пород трубки Запретная, %

SiO <sub>2</sub>	31,43	28,25	35,41	25,02	20,91	19,87	15,05	21,34	17,49	35,06	74,78	68,54	62,79
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,7	0,7	0,57	1,45	0,31	0,21	1,04	0,25	0,27	0,44	0,4	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,84	6,07	6,76	5,41	5,6	4,29	2,63	3,7	4,5	4,97	10,68	10,04	9,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,99	2,51	2,48	1,84	5,24	0,81	1,25	5,06	5,35	1,06	1,38	1,85	1,39
FeO	2,41	2,56	3,47	3,11	8,33	1	0,66	4,78	0,41	1,09	1,4	1,86	1,42
MnO	0,08	0,09	0,09	0,09	0,28	0,02	0,02	0,24	0,02	0,04	0,04	0,05	0,04
MgO	14,64	12,46	11,29	11,54	6,33	13,7	16,05	4,2	12,62	10,08	0,78	1,79	3,32
CaO	16,6	20,29	16,81	21,08	21,35	21,99	24,61	27,99	20,71	18,52	2,4	4,03	6,9
Na <sub>2</sub> O	1,5	1,22	1,64	1	0,1	0	0	0,08	0	0,26	0,86	0,33	0,81
K <sub>2</sub> O	1,54	1,43	1,84	1,36	0,82	1,65	1,23	0,38	2,25	1,22	2,76	2,25	2,11
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,59	1,22	1,05	1,16	2,91	0,32	0,3	0,93	0,46	0,69	2,86	0,99	0,95
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,62	2,79	2,53	1,37	1,63	2,3	1,07	3,5	2,67	2,14	2,48	3,42	2,33
ППП	0	0	0	0	0	2,72	0	0	0	0	0	0	0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,43	0,45	0,51	0,33	1,8	1,11	0,62	1,44	0,4	0,03	0,04	0,04	0,04
CO <sub>2</sub>	18,58	20,28	15,61	26,51	25,52	29,12	35,73	25,8	29,45	24,49	1,88	4,94	8,78
Li <sub>2</sub> O	0,003	0,0034	0,0046	0,0056	0,0046	0,0025	0,0022	0,0027	0,0044	0,0015	0,002	0,0024	0,0018
Rb <sub>2</sub> O	0,0041	0,0046	0,0054	0,0041	0,003	0,0041	0,0031	0,0021	0,0038	0,0039	0,0074	0,006	0,0059
S	0,25	0,12	0,17	0,09	0,35	0,86	0,94	0,01	4,23	0,18	0,19	0	0,15
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Σ	99,6	99,24	99,3	99,33	99,74	99,78	100,09	99,58	100,36	99,42	100,12	99,55	99,95

карбонатизированного плагиоклазита с мелкими зернами красноватой шпинели, реликты гранатсодержащих пород с плагиоклазами и пироксеном. В виде включений в гранате отмечены округлые зерна рудных минералов и красноватобурой шпинели.

Таблитчатые реже овальной формы зерна пироксена, резорбированные по периферии и отороченные реакционной оболочкой из мелкозернистого карбоната, ассоциируют с пластинками биотита. Полевые шпаты сохраняются в виде ксеноморфных реликтовых зерен с четкими полисинтетическими двойниками, редко с нечетко выраженными пертитовыми вростками, участками перекристаллизованы в мелкозернистый агрегат альбита. Более крупные зерна характеризуются блоковым погасанием. В цеолитизированных полевых шпатах по периферии имеются агрегаты радиальнолучистых образований цеолитов. Бурые гидратированные пластинки слюды редко овальной или неправильной формы характеризуются нечетким плеохроизмом. Отдельные уд-

линные пластинки зеленого цвета плеохроируют по прямой схеме абсорбции, частично замещаются цеолитами. По размерности между крупными и мел-

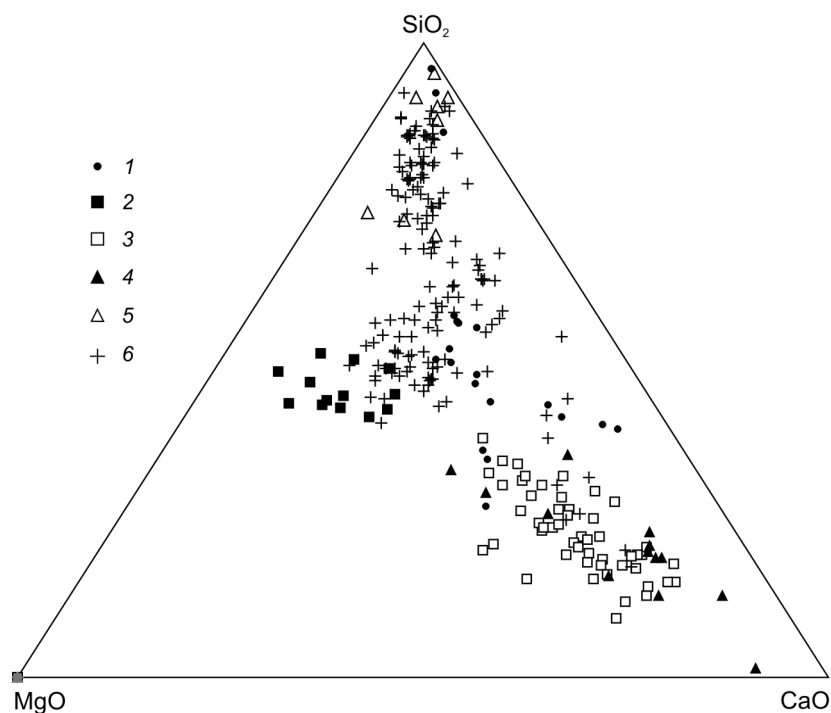


Рис. 4. Положение фигуративных точек состава пород, слагающих трубку Запретная на тройной диаграмме в координатах SiO<sub>2</sub>-MgO-CaO:

1 — породы трубки Запретная; 2 — кимберлитовые брекчии Якутской алмазодобывающей провинции; 3 — карбонатитовые брекчии восточного склона Анабарского поднятия; 4 — интрузивные карбонатиты Анабарского поднятия; 5 — фенитизированные породы; 6 — точки состава лампрофиров мира, по опубликованным и неопубликованным данным разных авторов

## 2. Rb-Sr изотопные данные для пород трубчатого тела Запретная

Номер лаборатории	Номер образца	Порода	$^{87}\text{Rb}$	$^{87}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Рс-3043	Op5-2	Брекчия	12,2741	71,4747	0,1698	0,7096
Рс-3043а		Силикатная фракция	14,1398	52,0861	0,2683	0,7095
Рс-3043к		Карбонатная фракция (15,71)	2,2639	175,5018	0,0128	0,7098
Рс-3044	Op5-4	Брекчия	11,2136	39,4838	0,2807	0,7090
Рс-3044а		Силикатная фракция	12,8846	36,1862	0,3620	0,7101
Рс-3044к		Карбонатная фракция (18,92)	4,0527	57,9008	0,0692	0,7061
Рс-3045	Op5-6	Брекчия	13,8717	59,3297	0,2311	0,7087
Рс-3045г		Тяжелая фракция	10,6581	36,4038	0,2894	—
Рс-3045л		Легкая фракция	14,1739	58,4492	0,2397	0,7099
Рс-3045ла		Силикатная фракция	16,4984	46,412	0,3514	0,7099
Рс-3045лк		Карбонатная фракция (19,14)	4,3537	109,3023	0,0393	0,7099
Рс-3046	Op5-8	Брекчия	11,3649	60,4298	0,1859	0,7093
Рс-3046л		Легкая фракция	11,5048	59,1479	0,1923	0,7105
Рс-3046ла		Силикатная фракция	13,6574	48,5739	0,2779	0,7099
Рс-3046лк		Карбонатная фракция (20,94)	3,3776	99,0706	0,0337	0,7116
Рс-3047	Op5-13	Брекчия	11,3675	61,4823	0,1828	0,7100
Рс-3047л		Легкая фракция	11,5176	58,5244	0,1945	0,7101
Рс-3047ла		Силикатная фракция	13,9814	49,8982	0,2770	0,7107
Рс-3047лк		Карбонатная фракция (23,52)	3,5061	86,5742	0,0400	0,7090
Рс-3110	1	Доломит	2,9485	4,6126	0,6319	0,7151
Рс-3111	2	Доломит	0,6529	48,3824	0,0133	0,7080

кими пластинками слюды существуют постепенные переходы. На измененных вторичными процессами участках породы распространены крупные ксеноморфные и овальные выделения цеолитов, полностью заместившие первичные минералы. В остроугольных зернах кальцита отмечено включение красно-бурой шпинели.

Матрикс включений-реликтов мелкозернистый карбонат-слюдистого состава, участками структура микролитовая с нечетко выраженной ориентировкой мелких (0,2–1,2 мм) удлиненных (микролитоподобных) пластинок слюды (15–30 об. %) и кальцита (30 об. %). При большом увеличении заметны секториальные срастания частично или полностью кальцитизированных пластинок слюды. Отмечаются редкие зерна апатита овальной формы с низким дву-преломлением и высоким показателем преломления, столбчатые выделения редки. Немногочисленные рудные минералы распределены неравномерно, иногда образуют скопления вследствие распада крупного зерна. Среди них встречаются кубические зерна, изредка — крупные (4 мм).

Вмещающая порода или связующая масса интенсивно карбонатизируется

вана с мелкими ксенолитами карбонатного состава. В виде вкрапленников распространены зерна полевых шпатов размером 0,4 мм, редкие зерна граната размером 0,9 мм и ксеноморфные выделения цеолита. Последние почти полностью замещают биотит и пироксен, реликты остаются лишь по периферии зерна в виде узких каемок. Встречаются неизменные таблитчатые зерна моноклинного пироксена. Полевые шпаты представлены таблитчатыми зернами кислого плагиоклаза с тонкими полисинтетическими двойниками, а также зернами с блоковым и волнистым погасанием. Отмечено единичное идиоморфное зерно анальцима с характерными игольчатыми включениями.

Матрикс связующей массы подобен таковому в реликтовых включениях — мелкозернистый карбо-

## 3. Содержание элементов Rb-Sr системы в карбонатной фракции пород

Номер лаборатории	Карбонатная фракция, %	Доля элементов, %		Доля $^{86}\text{Sr}$ , мкг/г	
		$^{87}\text{Rb}$	$^{86}\text{Sr}$	Силикатная фракция	Карбонатная фракция
Рс-3043	15,71	2,90	38,57	27,5713	43,9033
Рс-3044	18,82	6,84	27,74	13,6546	25,8290
Рс-3045л	19,14	5,88	35,79	20,9200	37,5287
Рс-3046л	20,94	6,15	35,07	20,7454	38,4025
Рс-3047л	23,52	7,16	34,79	20,3623	38,1621

нат-слюдистого состава. Среди мелкозернистой карбонатной массы постоянно присутствуют удлиненные пластинки темно-бурого биотита с четкими трещинками спайности и ярким плеохроизмом по прямой схеме абсорбции, ксеноморфные частично серицитизированные зерна полевого шпата (0,9×0,5 мм) с полисинтетическими двойниками, нередко замещенные цеолитами, идиоморфные (гексагональные срезы) граната, светло-зеленые зерна диопсида с одной системой трещин спайности и обломочные зерна кварца. Часто отмечаются относительно крупные зерна цеолитов, иногда полностью заместивших биотит.

Породы, слагающие трубку Запретная, характеризуются относительно низкомагнезиальным составом по сравнению с неизменными кимберлитами и несколько повышенной суммой щелочей (табл. 1). От пикритов их отличают пониженные сумма железа и количество  $TiO_2$ . По содержанию  $CaO$  они занимают промежуточное положение между лампрофитами и карбонатитами.

Состав пород проанализирован на диаграмме  $SiO_2$ - $MgO$ - $CaO$  (рис. 4). Они занимают обособленное положение как от кимберлитов, так и карбонатитовых брекчий и интрузивных карбонатитов. Три образца по составу попали в область так называемых фенитизированных кристаллических пород, отмеченных в карбонатитовых брекчиях трубок, расположенных на восточном склоне Анабарского поднятия [7]. Все изученные образцы имеют состав, наиболее близкий к лампрофитам.

Возраст определялся по основной связующей массе с использованием методики кислотного выщелачивания для выделения из нее карбонатной (КФ) и силикатной (СФ) фракций, описанной ранее [2]. Для Rb-Sr определений возраста пригодными оказались лишь пять образцов. Для изученных пород и их аликвот измеренные  $^{87}Rb/^{86}Sr$  и изотопные отношения стронция различаются незначительно и не позволяют определить их Rb-Sr изохронный возраст (табл. 2, 3). Кроме того, для разных аликвот конкретных образцов (обр. Ор5-2) зависимость между изохронными параметрами системы имеет негативный характер, что указывает на возможное смещение стронция из разных источников (вмещающие карбонатные породы и т.д.). Предполагаемый возраст пород можно установить используя регрессионные вычисления по изотопам стронция и средние значения  $^{87}Rb$ . Для всех образцов по трубочному телу получено уравнение  $^{87}Sr=0,0146349\pm 0,0509+0,7094\pm 0,00093*^{86}Sr$ , позволяющее при среднем значении  $^{87}Rb$ , равном  $12,9677\pm 1,5956$ , оценить возраст тела в 79 млн. лет. Отдельно для силикатной фракции пород уравнение регрессии для изотопов

стронция  $^{87}Sr=0,0209961\pm 0,0905672+0,70956\pm 0,00193*^{86}Sr$  (среднее значение  $^{87}Rb=14,2323\pm 1,3559$ ) говорит об их возрасте в 103 млн. лет. Эти датировки недостаточно корректны и требуют уточнения другими методами. Для двух образцов доломитов из ксенолитов в трубке определен Rb-Sr возраст 808 млн. лет (неопротерозой – рифей) и первичный изотопный состав стронция -0,7078.

Таким образом, изучение петрографического состава пород, слагающих трубку Запретная, и особенности химического состава, позволяют предположительно отнести их к лампрофитам, интенсивно измененным постмагматическими процессами. Достоверно установить возраст тела на данном этапе изучения пока не представляется возможным. Однако отметим, что в отличие от кимберлитовых и карбонатитовых трубок в среднекембрийских карбонатных породах трубка Запретная прорывает докембрийские доломиты.

*Работа выполнена в рамках договора с ОАО «Алмазы Анабара» № 10 – 352*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. *Брахфогель Ф.Ф.* Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984.
2. *Геохронология и геохимия карбонатитов Якутии / А.И.Зайцев, А.Р.Энтин, Н.И.Ненашев и др.* – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992.
3. *Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д.* Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // ДАН СССР. 1980. Т. 254. № 1. С. 175–179.
4. *Зайцев А.И.* О возрасте магматитов Эбеляхского и Орто-Ыаргинского полей (северо-восток Якутской кимберлитовой провинции) // Отечественная геология. 2006. N 5. С. 16–20.
5. *Лапин А.В., Толстов А.В., Лисицын Д.В.* Кимберлиты и конвергентные породы. – М.: ИМГРЭ, 2004.
6. *Лелюх М.И., Стаднюк В.Д., Минченко Г.В.* К вопросу о поисках коренных источников в северной части Якутской алмазонасной провинции // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 264–266.
7. *Маришнцев В.К.* Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского сводового поднятия. – Якутск: Кн. изд-во, 1974.
8. *Смелов А.П., Тимофеев В.Ф., Зайцев А.И.* Строение, этапы становления фундамента Северо-Азиатского кратона и фанерозойский кимберлитовый магматизм // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние перспективы решения. Мирный, 2003. С. 186–191.

УДК 552.3/4 (571.56)

© Н.А.Пуляев, 2012

## ДИАФТОРИТЫ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА: УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ, МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

Н.А.Пуляев (Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова)

*Рассмотрены условия протекания диафтореза в метаморфических сложнодислоцированных комплексах Алдано-Станового щита. Обсуждаются виды диафтореза, связь его с рудообразованием и металлогеническая специализация диафторитов некоторых перспективных районов.*

*Ключевые слова: Алдано-Становой щит, прогрессивный и регрессивный метаморфизм, флюиды, диафторез, диафториты, металлогеническая специализация.*

Пуляев Николай Анатольевич, [pna\\_grf@mail.ru](mailto:pna_grf@mail.ru)

## DIAPHTORIC ROCKS ALDANO-STANOVJOV SHIELD: CONDITION FORM, METHOD THEM STADY, METALLOGENIC SPECIALISATION

N.A.Pulyaev

*Conditions necessary for a process leakage retrogressive metamorphism and formations of its products - diaphthoric rocks on territories of the Aldano-Stanovogo shield combined metamorphic difficult stationed by complexes, aspects retrogressive metamorphism and their features, communication retrogressive metamorphism with mineralization and metallogenic specialisation diaphthoric rocks some perspectiv regions are observed.*

*Key words: Aldano-Stanovoj a board, progressive and regressive metamorphism, fluids, retrogressive metamorphism, diaphthoric rocks, metallogenic specialisation.*

В последнее десятилетие при геологических исследованиях на территории России все большее внимание уделяется докембрийским метаморфическим комплексам, с которыми связано открытие крупных месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Из рудных полезных ископаемых первостепенное значение имеют месторождения золота, железа, меди, никеля, редких металлов, радиоактивных, редкоземельных элементов и др.

В Республике Саха (Якутия) на территории Алдано-Станового и Анабарского щитов установлены выходы метаморфических сложнодислоцированных комплексов пород докембрийского возраста. Интенсивные многоэтапные метаморфические преобразования пород происходили здесь в широком диапазоне температур и давлений. Наибольшее развитие получил региональный метаморфизм, наименьшее — контактовый. На некоторых участках глубокометаморфизованные породы неоднократно подвергались регрессивному метаморфизму и диафторезу.

Для Алдано-Станового щита, сложенного преимущественно архейскими и протерозойскими метаморфическими образованиями, характерен полиметаморфизм — многоэтапное преобразование пород, вызванное наложением процессов метаморфизма на породы, преобразованные при региональном прогрессивном метаморфизме. Под прогрессивным метаморфизмом понимается глубинное преобразование пород при активном участии эндогенных процессов, протекающее с сохранением твердого состояния горных пород без полного их

растворения или расплавления и сопровождающееся возникновением более высокотемпературных минеральных ассоциаций на месте ранее существовавших низкотемпературных. Процесс сопровождается появлением параллельных структур, перекристаллизацией, выделением из минералов воды и углекислоты. Прогрессивному метаморфизму подверглись осадочные, магматические и регионально метаморфизованные породы, перемещенные в более глубинные зоны.

Многолетние геологические исследования на территории Алдано-Станового щита показали, что региональный метаморфизм по своей природе полифациален, так как любая высокометаморфизованная порода неоднократно перекристаллизовывалась с образованием минеральных ассоциаций тех зон и фаций, в которых она находилась до преобразования. При этом ранее существовавшие ассоциации нередко уничтожались полностью или сохранялись в виде реликтов, которые устанавливаются лишь при петрографическом изучении пород. Как правило, такой процесс происходит на конечной стадии регионального метаморфизма и многими исследователями называется регрессивным.

Регрессивный метаморфизм (*regression* — отступление) отвечает минеральным преобразованиям, вызванным приспособлением магматических и метаморфических пород к новым условиям более низких ступеней метаморфизма, когда более низкотемпературные минеральные ассоциации замещают более высокотемпературные, образовавшиеся

ся на этапе прогрессивного метаморфизма [2]. Понятие «регрессивный метаморфизм» близко к понятию «диафторез», но наиболее строго соответствует термину «монодиафторез». Часто термин «регрессивный метаморфизм» заменяют термином «ретроградный метаморфизм» [3].

Петрографическое изучение метаморфических пород, образовавшихся под воздействием высоких температур и давлений, показало, что при понижении *PT*-условий породы в той или иной степени подвергались диафторезу. Часто диафторез проявляется настолько интенсивно, что сохраняются лишь реликты первичных структур и минералов. Такой диафторез обычно является наложенным в отличие от частичного «автодиафтореза» и сопоставляется с новым этапом прогрессивного метаморфизма [3]. Процесс наложения нескольких этапов диафтореза нередко называют «регрессивным полиметаморфизмом» или «полидиафторезом» [1]. При этом блоки высокометаморфизованных пород среди прогрессивно метаморфизованных толщ испытывают интенсивный диафторез в краевых частях, где создается видимость постепенных переходов от высокотемпературных пород к низкотемпературным. В связи с этим возникает проблема различия прогрессивной метаморфической и регрессивной (диафторичной) метаморфической зональности, расшифровка которой необходима для установления возраста метаморфических толщ и самого процесса метаморфизма. Можно полагать также, что диафторез в каких-то деталях будет отличаться от прогрессивного метаморфизма, вплоть до смещения границ фаций и субфаций в *PT*-координатах и появления новых субфаций. Наконец, изучение диафтореза важно для определения источников растворов при метаморфизме.

В классическом понимании под диафторезом (диафтора — минеральное разрушение) понимается регрессивное (ретроградное) минеральное преобразование в процессе приспособления магматических и метаморфических пород к новым условиям более низких ступеней метаморфизма [2]. Применительно к региональному метаморфизму диафторез подразделяется на монодиафторез (изменения происходят на регрессивной стадии одного периода метаморфизма) и полидиафторез (изменения происходят при наложении метаморфизма на породы, образовавшиеся в предшествующий период более интенсивного метаморфизма).

Диафторез требует дополнительных условий. Основным фактором для его возникновения служит определенная масса флюидов, таких как вода и углекислый газ, поступающих извне в систему минералообразования в процессе регрессивного мета-

морфизма. Считается, что подвижное поведение воды и углекислого газа — необходимое условие для осуществления диафтореза при регрессивном метаморфизме. Диафторез часто развивается под воздействием водного флюида, поступающего из внешнего или внутреннего источника. Так, если в ходе прогрессивного метаморфизма произошла дегидратация тех или иных минералов и освободившаяся при этом вода сохранилась в метаморфических породах в виде пленок между зернами или включений, то при снижении температуры начинается обратный процесс гидратации с образованием ретроградного минерального парагенезиса. Источником воды может быть гранитный расплав, возникающий в результате прогрессивного ультраметаморфизма. Его охлаждение и затвердевание сопровождается отделением водного флюида, который, просачиваясь сквозь метаморфические породы, вызывает их ретроградное изменение.

Некоторые геологи утверждают, что диафториты в большинстве случаев относятся к метасоматическим образованиям [1], возникающим в условиях вполне подвижного поведения и высокой активности летучих веществ и перехода некоторых или, по крайней мере, одного из вполне инертных виртуальных компонентов в подвижное состояние.

При изучении диафтореза на разных щитах установлено, что он имеет как площадное, так и линейное развитие. Преобразования пород на больших территориях связаны с общим воздыманием блоков, сложенных докембрийскими образованиями, и выходом метаморфитов на уровни, где ранее образованные ассоциации становятся неустойчивыми [1]. В зонах линейных дислокаций диафторез связывается с многократным нарушением залегания пород (пликативные и дизъюнктивные нарушения) и, как следствие, их значительной проницаемостью для воды и углекислого газа, которые и служат главными факторами регрессивных преобразований. К диафторитам относятся магматические и метаморфические породы средней и высокой ступеней метаморфизма, в которых первичные минералы, образовавшиеся в условиях высоких температур, замещены ассоциацией более низкотемпературных таких как серпентин, хлорит, серицит, мусковит, альбит, эпидот, актинолит [4].

На территории Алдано-Станового щита имеются все переходы от диафторированных горных пород через сланцевые диафториты к диафторитовым сланцам. Диафторитовые сланцы — это метаморфические сланцы, сланцеватость которых и минеральные парагенезисы возникают в результате диафтореза. По облику, составу и структурам они визуально почти не отличаются от метаморфических

сланцев прогрессивного метаморфизма. Выделяют диафторитовые сланцы, соответствующие серицит-хлоритовой, мусковит-хлоритовой, биотит-хлоритовой субфациям фации зеленых сланцев, а также альбит-эпидот-актинолитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Диафторез на Алдано-Становом щите приурочен к тектоническим нарушениям. Наличие крупноамплитудных сбросов, надвигов, локализация ретроградно измененных пород в зонах глубинных разломов, вдоль которых фиксируются значительные перемещения блоков земной коры, а также изофациальный прогрессивный метаморфизм молодых образований в этих зонах — существенный аргумент для отнесения ретроградного изменения к диафторезу. Для диафторитов характерна ассоциация с милонитами и филлонитами. В blastsомилонитовых диафторитах обычны тонкосланцевые, тонкополосчатые, линзовидные текстуры и неравномерный кристаллобластез. В качестве дополнительного критерия могут использоваться петроструктурные особенности — признаки синкинематической кристаллизации, наблюдаемые в пределах отдельных зон. Характерны также неравномерность проявления диафтореза и частое сохранение среди его продуктов реликтовых текстур, минералов и даже отдельных участков более высокотемпературных образований. Данные особенности диафтореза иногда фиксируются при полевых исследованиях, что способствует выделению и оконтуриванию зон (или участков) его проявления.

Однако не все вопросы можно решить в процессе полевых работ, так как установление принадлежности исходной высокометаморфизованной породы к той или иной фации метаморфизма выясняется только при петрографических исследованиях. Особенно эффективно применение петрографических методов, позволяющих фиксировать реликтовые более высокотемпературные минеральные парагенезисы в случае полидиафтореза. Последний широко развит в зонах сочленения древних щитов и более молодых складчатых областей, как это отчетливо прослеживается вдоль южного обрамления Алдано-Станового щита в зоне Станового глубинного разлома. В породах зоны возникли не только продукты высокотемпературного диафтореза, в результате которого архейские пироксеновые гнейсы превратились в амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы, а силлиманитовые гранулиты в биотитовые, дистен-слюдяные гнейсы, но образовались также низкотемпературные диафториты (хлорит-серицитовые сланцы, филлониты, «гнейсоиды» и т. д.) [5]. При этом диафторированные докембрийские породы оказались внешне похожи на более молодые

метаморфические сланцы, гнейсы и мигматиты, которые образовались при прогрессивном метаморфизме более молодых толщ. Данный факт сильно затрудняет построение стратиграфических схем. В таких случаях необходимо применять петрологические методы, позволяющие устанавливать на основе парагенетического анализа минералов явления полидиафтореза. Это следует учитывать при картировании диафторированных пород архея и стратиграфическом расчленении докембрийских метаморфических толщ.

Геохимические отличия регрессивного метаморфизма, завершающего региональный прогрессивный метаморфизм и диафтореза еще недостаточно ясны. Однако в связи с приуроченностью диафтореза к зонам разломов гидротермальный метасоматоз в этом случае более локализован и интенсивен и может приводить к существенному выносу рудного вещества.

На территории Алдано-Станового щита среди метаморфических комплексов по условиям образования выделяют следующие виды диафтореза [1]:

высокотемпературный диафторез амфиболитовой фации сопровождается замещением гиперстен→биотит или роговая обманка, гранат→биотит, диопсид→роговая обманка+биотит, лаблатор→андезин;

диафторез эпидот-амфиболитовой фации — замещением гиперстен→актинолит или биотит+мусковит, силлиманит→мусковит, диопсид→актинолит, гранат→биотит или →биотит+мусковит, биотит→эпидотом+магнетит или мусковит+магнетит, роговая обманка→биотит, андезин→альбит или эпидот+серицит;

диафторез зеленосланцевой фации — замещением гиперстен→актинолит→хлорит, роговая обманка→актинолит→хлорит, биотит→хлорит+эпидот, гранат→хлоритом или серицит+хлорит, плагиоклаз→альбит+эпидот+серицит.

Диафторез эпидот-амфиболитовой фации широко проявлен в породах метаморфических комплексов позднеархейского возраста в Олондинском районе. Некоторыми геологами такие породы ранее рассматривались в качестве стратифицируемых позднеархейских образований или выделялись в качестве даек ультрабазитов [1]. Диафториты подразделены на две группы: развитые по породам ультраосновного и пикритового составов.

Диафториты по породам ультраосновного состава представлены хлорит-карбонат-тремолитовыми, тальк-хлорит-карбонат-антофиллитовыми, серпентин-карбонат-актинолит-тремолитовыми, хлоритовыми сланцами. Макроскопически это коричневатозеленые, желтоватозеленые полосчатые

породы с бурыми желваками и гнездами железистого карбоната размером до 5–15 мм, который на поверхности крупноглыбовых обломков пород обычно выщелочен, при этом стенки образовавшихся пустот покрыты бурой охрой. Петрохимическое изучение диафторитов показало, что процесс их образования сопровождался привнесением углекислоты, воды, оксидов глинозема, кальцита, титана и уменьшением содержания (возможно, выносом) оксида магния.

Диафториты пикритового состава образуют самостоятельные зоны (среднее течение руч. Длинный) или же встречаются совместно с диафторитами ультраосновного состава (зоны на левом берегу р. Олондо). Данная группа диафторитов представлена тонколиствыми хлорит-актинолитовыми, карбонат-хлорит-актинолитовыми сланцами зеленого цвета. По руч. Длинный в коренных обнажениях амфиболитов кумкыстахского комплекса выявлены зоны мощностью до нескольких метров, сложенные аналогичными сланцами с реликтовыми участками амфиболитов. Поэтому считается, что диафториты пикритового состава образовались по амфиболитам кумкыстахского комплекса. Не исключено, что часть этих кристаллических сланцев могла развиваться по пикритам и пикритобазальтам темулякитской свиты.

Диафториты ультраосновного и пикритового составов образуют протяженную зону по восточному краю Олондинской структуры. Они же отмечены в Центральной зоне разломов, прослеживающейся по обеим ветвям структуры. Ширина зон достигает 250 м. В полевых условиях наиболее уверенно выявляются участки, сложенные диафторитами существенно эпидотового состава, которые имеют характерный облик. Они представлены светло-зеленоватыми до белесых породами мелкозернистого и скрытокристаллического сложения. Образуют пологосекущие к вмещающим породам зоны северо-западного простирания мощностью от нескольких метров до 50 м, протяженностью от 50 до 1000 м.

Диафториты зеленосланцевой фации выявлены на территории Сутамского, Олондинского и Лемочинского районов. В Сутамском районе они пространственно и генетически связаны с этапами активизации Станового глубинного разлома. По условиям образования относятся к амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям с преобладанием последней. Мощность зон диафторитов изменяется от нескольких метров до первых километров (2–4 км). Часто в них наблюдается мелкая складчатость. Микроскопически это тонкорассланцованные сланцы хлорит-актинолит-соссюрит-кварцевого, соссюрит-актинолитового, хлорит-эпи-

дот-кварцевого, эпидот-кварц-полевошпатового, биотит-мусковит-полевошпат-кварцевого составов. В них присутствуют графит и вкрапления сульфидов, преимущественно пирита.

По выборке из 111 проб диафторитов, отобранных в пределах Сутамского района, проанализированных полуколичественным спектральным анализом, выполнена статистическая обработка с применением математических методов, таких как корреляционный, регрессионный и факторный анализы. Результаты корреляционного анализа приведены в таблице.

Математическими методами установлена высокая корреляционная связь химических элементов халько-сидерофильной группы (Cu, Zn, Ag, V, Ni, Co, Mn, Ti, Cr). Факторным анализом из этой группы химических элементов выявлены несколько ассоциаций: V-Ti-Cr-Co-Ni, Mn-Co-Ni-Zn-Ge, Cu-Zn-Ag. Результаты интерпретации цифровых моделей карт распределения химических элементов показали, что зоны диафторитов сопряжены с высококонтрастными геохимическими аномалиями. В некоторых пробах отмечаются повышенные содержания Ge. Золото слабо коррелирует с химическими элементами халько-сидерофильной группы, его высококонтрастные аномалии пространственно тесно сопряжены с аномалиями Cu и Ag.

В Олондинском районе диафториты зеленосланцевой фации слагают две зоны, ограничивающие Олондинскую структуру с запада и юго-востока. Их мощность варьирует от 20 до 100 м, падение крутое (55–85°). Переход к вмещающим породам постепенный через диафторитовые разности. Диафториты наследуют состав пород, по которым они развивались, и представлены серицит-хлоритовыми, кварц-полевошпатовыми, хлорит-эпидот-полевошпатовыми мелкозернистыми сланцами, нередко повторно катаклазированными и милонитизированными.

На левобережье верховья р. Олондо наблюдается постепенный переход от гипербазитов ималыкского комплекса к диафторитам ультраосновного состава. Поэтому автор считает, что большинство описываемых сланцев образовались по итрузивным ультрабазитам ималыкского комплекса. Об этом же свидетельствует и аналогичный состав элементов-примесей в ультрабазитах и сланцах, развитых по ним. Однако не исключено, что часть сланцев, особенно маломощные (1–3 м) их слои среди metabазальтов темулякитской свиты, относятся к стратифицируемым образованиям.

В Лемочинском районе выявлены формации эпидот-амфиболитовых и зеленосланцевых диафторитов предположительно протерозойского воз-

Статистические характеристики распределения химических элементов в диафторитах Сутамского района и результаты корреляционного анализа (расчет произведен по 111 пробам)

Химические элементы	B	P	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Y	Nb	Mo	Ag	Sn	Pb	
Содр- жаеи коэффициента связи с интервалом	Множитель	$10^{-3}$	$10^{-1}$	$10^{-3}$	$10^{-2}$	$10^{-2}$	$10^{-3}$	$10^{-3}$	$10^{-3}$	$10^{-3}$	$10^{-3}$	$10^{-3}$	$10^{-3}$	$10^{-3}$	$10^{-4}$	$10^{-5}$	$10^{-4}$	$10^{-3}$	
	минимальные	1,0	2,5	0,3	0,5	0,5	0,1	0,5	1,0	0,5	0,2	0,5	1,5	1,5	0,5	0,5	1,0	0,3	
	максимальные	10,0	50,0	1,5	20,0	50,0	7,0	30,0	50,0	100,0	15,0	10,0	7,0	5,0	3,0	10,0	7,0	50,0	
	фоновые	1,23	7,02	4,0	4,37	3,83	8,66	0,62	2,45	2,67	5,52	1,22	1,31	1,76	1,15	1,12	2,57	1,54	
Корреляционные коэффициенты связи с интервалом	0,3-0,5	P	B, Ti, Y, Mo, Pb	P, Ge, V, Mn, Pb, Zl	Ga, Ge, Mn, Ni	Mn, Cu, Zn	Ti, V, Cr, Sn, Cr	Ge, Cu	Ge, V, Ag, Cu	Ge, Cr, Mn, Co, Ni, Zn	Co, Ti, Cr, Cu	P, Ti, V, Co, Sn, Ni, Pb, Cu, Zn	P	P	P	Ni	Mn, Pb	P, Ge, Ti, Sn	
	>0,5-0,7			Ti, Cr, Co	V, Co	Ge, Co, Ni, Zn	V, Cr, Mn, Ni, Zn	Mn, Co, Zn	Ag	Mn, Co, Ni		Mn				Cu			
	>0,7				Ni			Cr											

раста [8]. Зеленосланцевые диафториты, развитые по породам всех формаций киватинского мегакомплекса, явно доминируют. По составу установлены следующие их разновидности: гранат-кварц-карбонат-актинолит-эпидотовые, кварц-турмалин-амфиболовые, биотит-эпидот-диопсид-олигоклаз-амфиболовые, биотит-эпидот-карбонат-кварцевые. Разновидности диафторитов не всегда удается откартировать, поскольку в полевых условиях сложно определить характер преобразования пород. Хорошо картируются зоны, сложенные диафторитами существенно эпидотового состава. Диафториты, судя по минеральным парагенезисам (эпидот+ хлорит+мусковит+гранат+серпентин+талк+амфибол+скаполит+кварц+плаггиоклаз), метаморфизованы в условиях зеленосланцевой эпидот-амфиболитовой фаций и трассируют зоны интенсивно дислоцированных древнейших (позднеархейских) разломов часто надвигового типа. Картирование таких зон показало, что именно с продуктами данной стадии диафтореза связаны основные перспективы золотоносности и шеелитонности позднеархейских зеленокаменных образований. Кроме того, некоторые зоны диафторитов несут интенсивную магнетитовую минерализацию с промышленными содержаниями железа. Нижняя возрастная граница формации и связанного с ней оруденения определяется наложением процесса диафтореза, золотого и шеелитового оруденения на позднеархейские пегматиты, генетически связанные с гранитоидами ханинского комплекса Лемочинского района, а верхняя — пересечением диафторитов единичными дайками риолит- и риодацит-порфиров тасмиелинской серии.

По содержанию кремнезема среди диафторитов Лемочинского района можно выделить породы ультраосновного, основного, среднего и кислого составов. Прямая зависимость между составами диафторитов и исходных пород наблюдается не всегда. Так, в магнетит-хлоритовых диафторитах бассейна р. Тас-Миеле содержание кремнезема (22–53,8%) выше, чем в метапесчаниках и глиноземистых сланцах тунгурчинской серии, по которым они развиты. Обратные соотношения отмечаются в золотоносных окварцованных диафторитах, локализованных в основных метавулканиках. На территории района обнаружено несколько золоторудных проявлений. Наиболее перспективны Южное, Северное, Кварцевое.

В Верхне-Тимптонском районе диафториты образуют линейные зоны северо-западного простирания с повышенным содержанием Au, Pt, Ni, Co, Cu, Cr, V. В междуречье Тимптон и Гонам высококонтрастные вторичные геохимические ореолы



данных элементов сопряжены с участками развития диафторитов.

В Ханинском районе в зонах развития диафторитов северо-западного и северо-восточного простирания отмечаются повышенные содержания элементов платиновой группы, Ni, Cu. С полями их развития связаны высококонтрастные геохимические аномалии указанных элементов и Au.

В Унгра-Чульманском районе зоны диафторитов контролируют разрывные нарушения субширотного простирания, характеризуются повышенными содержаниями Au, элементов платиновой группы, Ni, Co, Cr, Cu и сопровождаются высококонтрастными вторичными ореолами этих химических элементов. По ширине они уступают зонам диафторитов в других районах Алдано-Станового щита.

В Туксани-Утукском районе зоны диафторитов менее интенсивны, с ними также сопряжены высококонтрастные геохимические аномалии Ni, Co, Cu.

Отличительная особенность эпидот-амфиболитовых и зеленосланцевых диафторитов — связь с ними в Сутамском, Лемочинском и Олондинском районах золотого оруденения. Процесс диафтореза привел также к образованию некоторых железорудных месторождений [6]. При этом количество железа, освобождающееся при диафторезе, вполне соизмеримо с таковым на крупных железорудных месторождениях. Кроме того, установлена связь рудопроявлений титана с зонами диафтореза. Широко известны золотоносные диафториты зоны Станового разлома, где золото локализовано преимущественно в зонах пиритизации и кварцево-сульфидных жилах. Образование вкрапленников золотосодержащего пирита в диафторитах обусловлено, по-видимому, освобождением железа при мусковитизации и хлоритизации высокотемпературных железо-магнезиальных минералов гнейсов. Золото, вероятно, также заимствовало в ходе низкотемпературного диафтореза из древних толщ. По данным Г.М.Друговой и др. [7], в процессе диафтореза возрастает железистость гранатов; в случае интенсивного протекания процесса характерна хлоритизация не только биотита, но и граната. Ставролит-биотитовые, дистен-биотитовые и прочие гнейсы превращаются соответственно в хлоритовидные (или хлоритовые), мусковитовые сланцы.

Итак, с диафторитами Алдано-Станового щита тесно связаны проявления Au, элементов платиновой группы, Ni, Co, Cu и других металлов. Состав геохимических аномалий, сопряженных с зонами диафторитов разных районов, достаточно устойчив и представлен элементами халько-сидерофильной группы. Корреляционный анализ показал высокую связь между химическими элементами аномалий, а с помощью факторного анализа они объединены в ассоциацию, которая с высокой вероятностью может считаться типоморфной для диафторитов. Поля развития аномалий с элементным составом, близким к типоморфному, пространственно не сопряженные с зонами диафторитов, можно использовать при поисковых работах на территории Алдано-Станового щита в качестве критерия для обнаружения их новых зон. На примере Сутамского района и других можно сделать вывод о том, что рудная минерализация четко контролируется двумя факторами — тектоническим и геохимическим.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Березкин В.И. Метаморфизм нижнего протерозоя Алданского щита. – Новосибирск. Наука, 1977. С. 90–98.
2. Геологический словарь. Т. 1, 2. – М.: Недра, 1973.
3. Геологическая съемка сложнодислоцированных комплексов. Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 6. – Л.: Недра, 1980.
4. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения: Тез. докл. – Новосибирск, 1983. С. 87–89.
5. Изучение метаморфических комплексов при проведении геолого-съёмочных работ / А.К.Корсаков, Н.И.Корчуганова, В.Я.Федчук и др. – М.: ВНИИгеосистем, 2009.
6. Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. – М.: Недра, 1982.
7. Троговые комплексы западной части Витимо-Алданского щита / Г.М.Другова, С.А.Бушмин, А.В.Сочава и др.: Тез. докл. – Новосибирск, 1983. С. 48–49.
8. Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона / Отв. ред. Ф.П.Митрофанов. – Л.: Недра, 1987.

УДК 622.02

© М.М.Иудин, 2012

**КОЭФФИЦИЕНТ ПУАССОНА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД****М.М.Иудин (Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова)**

*Предложена модель расчета обобщенного коэффициента Пуассона мерзлых горных пород в зависимости от взаимодействия двух систем напряженного поля, определяемых соотношением коэффициентов Пуассона минерального скелета пород и льда. Влияние ползучести мерзлых пород учитывается методом переменных модулей. Предложена геомеханическая модель оценки коэффициента Пуассона горных пород в мерзлом и талом состояниях.*

*Ключевые слова: массив горных пород, коэффициент Пуассона, лед, зона протаивания.*

*Иудин Михаил Михайлович, [mimi\\_52@mail.ru](mailto:mimi_52@mail.ru)*

**POISSON'S RATIO PERMAFROST****M.M.Iudin**

*A model calculation of the generalized Poisson's ratio of frozen rocks, depending on the interaction between the two systems the stress field, determined by Poisson's ratio of mineral skeleton and ice. The influence of permafrost creep are taken into account by the variable modules. Propose a geomechanical model estimates of Poisson's ratio of rocks in the frozen and thawed state.*

*Key words: rocks massif, Poisson's ratio, ice, thawing zone.*

Массив многолетнемерзлых горных пород представляет собой твердое тело из минеральных частиц и кристаллов льда, сцементированных в многофазную систему. Массив находится в естественном температурном режиме, состояние которого определяется соотношением различных фаз (незамерзшая вода, газообразные вещества в порах, льдистость горных пород). Механическое поведение мерзлых пород в значительной мере обуславливается развитием термодинамических, тепломассообменных, химических, физико-химических процессов в жидкой, газообразной и твердой фазах. Существенный элемент структуры многолетнемерзлого массива горных пород — наличие льда в порах и трещинах, который влияет на физико-механические свойства горных пород. Коэффициент Пуассона горной породы в мерзлом состоянии будет определяться свойствами минерального скелета горной породы и льда, находящегося в порах и трещинах.

Как считают авторы работы [6], коэффициент Пуассона, равный 0,4, для льда является наиболее подходящей величиной. В мерзлых горных породах коэффициент Пуассона льда может быть 0,3–0,4 [4]. Таким образом, можно констатировать, что коэффициент Пуассона льда в порах и трещинах горной породы близок к величине 0,4, которую можно принять в расчетах по оценке протекания термомеханических процессов в породном массиве. В горных породах он имеет широкий диапазон значений от 0,1 до 0,5. Средневзвешенный коэффициент Пуассона для многолетнемерзлого породного массива будет определяться соотношением коэффициентов Пуассона горной породы и льда:

$$\nu_{nm} = f(\nu_{2n}, \nu_l),$$

где  $\nu$  — коэффициент Пуассона;  $nm$  — породный массив;  $2n$  — горная порода;  $l$  — лед.

Вид функции коэффициента Пуассона породного массива описывается сложной зависимостью и зависит от многих факторов, в частности характера деформирования элементов породного массива. В качестве практической функции примем зависимость А.И.Мороза [3], в которой теоретически обоснован вид зависимости для определения обобщенного коэффициента Пуассона среды от двух систем напряжений. В многолетнемерзлом породном массиве две системы напряжений могут образовываться независимо в процессе деформирования минерального скелета породы и льда, обладающих разными исходными коэффициентами Пуассона.

В модифицированном виде обобщенный коэффициент Пуассона для многолетнемерзлого породного массива можно представить следующим образом:

$$\nu_{nm} = \frac{k\alpha_{2n} - \alpha_l}{k(1 + \alpha_{2n}) - 1 - \alpha_l}, \quad (1)$$

$$\alpha_{2n} = \frac{\nu_{2n}}{1 - \nu_{2n}}, \quad \alpha_l = \frac{\nu_l}{1 - \nu_l}$$

где  $k$  — коэффициент, определяемый соотношением от взаимодействия двух систем напряжений.

Выполним расчеты по формуле (1) для разных соотношений коэффициентов Пуассона минерального скелета и льда, причем значения коэффициентов характерны для деформирования породного массива кимберлитовых месторождений (табл. 1).

Результаты расчетов показывают, что обобщенный коэффициент Пуассона зависит от соотношения напряженного состояния двух систем, формирующегося в мерзлом породном массиве. Этот вывод подтверждается теоретическими результатами исследований А.И.Мороза [3].

Как отмечают И.В.Баклашов, Б.А.Картозия [1], упругие перемещения пород происходят практически мгновенно со скоростью распространения упругих волн в массиве. По причине незначительности величин упругих перемещений основная доля конечных перемещений породного массива приходится на неупругие, которые обычно развиваются со временем.

В геомеханике и механике грунтов существует несколько способов расчета ползучести горных пород. В зависимости от вида решаемой механической задачи применяются теории ползучести, уравнения которой позволяют выразить связь между напряжением, деформацией, ее скоростью и временем в явном виде: теория наследственной ползучести, теории старения, упрочнения и течения, а также кинетическая теория ползучести. Смещения породного массива возрастают из-за увеличения объема пород при растрескивании в результате ползучести. При этом может произойти отделение от массива некоторых объемов пород и возникновение нового породного контура. Тогда общее смещение определяется суммированием смещений за счет увеличения объема разрушенных пород и ползучести породного массива.

Другой способ учета свойств ползучести пород — использование метода переменных модулей из теории линейной вязкоупругости. Суть метода заключается в следующем. Сначала решается задача по определению упругих напряжений и деформаций в соответствующей постановке, затем параметры упругой среды заменяются интегральными временными операторами, которые позволяют учитывать свойства ползучести пород. Далее составляется решение упруговязкой модели. В этом методе временной аналог коэффициента Пуассона имеет следующий вид, выраженный через функцию ползучести  $\Phi$  [1]:

$$\nu(\tau) = 0,5 - \frac{0,5 - \nu}{1 + \Phi}, \quad \Phi = \frac{\delta \tau^{1-\alpha}}{1 - \alpha}, \quad (2)$$

где  $\tau$  — время;  $\alpha$ ,  $\delta$  — характеристики ползучести горных пород, которые устанавливаются экспериментально.

Таким образом, чтобы адекватно определить влияние деформационных свойств горных пород на

### 1. Обобщенный коэффициент Пуассона в мерзлом породном массиве

Коэффициент Пуассона составляющих массива	Коэффициент $k$				
	0	-1	-5	-50	-500
$\nu_{zn}=0,2; \nu_l=0,4$	0,4	0,315	0,242	0,205	0,2
$\nu_{zn}=0,3; \nu_l=0,4$	0,4	0,355	0,321	0,303	0,3
$\nu_{zn}=0,45; \nu_l=0,4$	0,4	0,426	0,443	0,449	0,45

характер деформирования многолетнемерзлого породного массива достаточно применить метод переменных модулей теории линейной вязкоупругости к уже полученному решению задачи соответствующей упругой модели деформирования породного массива вокруг выработки.

Лед в отличие от минерального скелета горной породы под действием длительной нагрузки чаще проявляет ползучесть при деформировании. Горная порода в зависимости от составляющих ее минералов тоже может проявлять свойства ползучести. Поэтому в многолетнемерзлом породном массиве проявление ползучести может быть как со стороны льда, так и со стороны горной породы. Тогда коэффициенты в формуле (1) с учетом выражения (2) найдем в следующем виде:

$$\alpha_{zn}(\tau) = \frac{0,5(1+\Phi) - 0,5 + \nu_{zn}}{0,5(1+\Phi) + 0,5 - \nu_{zn}}, \quad (3)$$

$$\alpha_x(\tau) = \frac{0,5(1+\Phi) - 0,1}{0,5(1+\Phi) + 0,1}.$$

По данным экспериментальных исследований параметры, входящие в функцию ползучести, имеют достаточно широкий статистический разброс, что подчеркивает необходимость выполнения аналитической оценки влияния ползучести. Результаты расчетов по формулам (2) приведены в табл. 2.

Для анализа исходных данных по свойствам горных пород примем практически используемые

### 2. Параметры функции ползучести $\Phi$

$\alpha$	$\delta$	Время $\tau$ , сутки			
		1	5	10	20
0,6	0,001	0,24	0,45	0,59	0,78
	0,002	0,47	0,89	1,18	1,56
	0,003	0,69	1,34	1,77	2,34
	0,004	0,94	1,78	2,37	3,12
0,7	0,001	0,09	0,16	0,19	0,24
	0,002	0,21	0,33	0,39	0,49
	0,003	0,31	0,49	0,61	0,74
	0,004	0,39	0,64	0,79	0,97
0,8	0,001	0,05	0,07	0,08	0,09
	0,002	0,11	0,13	0,15	0,17
	0,003	0,15	0,19	0,23	0,26
	0,004	0,19	0,25	0,29	0,35

### 3. Коэффициенты влияния ползучести для первого варианта

Параметр	Время $\tau$ , сутки			
	1	5	10	20
$\Phi(\tau)$	0,21	0,33	0,39	0,49
$\alpha_t(\tau)$	0,716	0,738	0,748	0,755

значения, соответствующие горно-геологическим условиям кимберлитовых месторождений:  $\nu_t=0,4$ ,  $\nu_{zn}=0,2$ ,  $k=-2$ ,  $r=1$ ,  $\alpha=0,7$ ,  $\delta=0,002$ .

При анализе коэффициента Пуассона в мерзлом породном массиве возможны два варианта проявлений ползучести. В первом свойства ползучести может проявлять только один элемент — лед, во втором — минеральный элемент горной породы и лед. Результаты расчетов для первого варианта приведены в табл. 3, для второго — в табл. 4. Обобщенный коэффициент Пуассона для мерзлых горных пород и грунтов с учетом ползучести минерального скелета и льда имеет сложную зависимость, требует анализа распределения и соотношения льдистости в массиве.

По мере оттаивания мерзлого массива значительно снижается устойчивость горных пород, иногда они разрушаются. Поэтому в зоне протаивания горные породы в случае их разрушения представлены несвязанным, сыпучим материалом, что характерно для механического состояния дисперсных, интенсивно трещиноватых горных пород. Мерзлые коренные осадочные породы при оттаивании, хотя и имеют меньшую прочность, чем в мерзлом состоянии, сохраняют связанность. Устойчивость породного обнажения будет зависеть от текстурного, структурного строения и трещиноватости пород приконтурного слоя массива.

Оценку влияния трещиноватости мерзлых горных пород целесообразно производить, когда мерзлые породы перейдут в талое состояние. Лед как цементирующий элемент потеряет свои свойства, и трещины в зоне протаивания будут определять упругие свойства горных пород в талом состоянии.

### 5. Значения коэффициента $k$

Показатель модуля трещиноватости, $M_T$	Коэффициент $\psi$				
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5
1	0,91	0,83	0,77	0,72	0,67
2	0,83	0,72	0,63	0,56	0,33
6	0,63	0,45	0,36	0,29	0,14
7	0,59	0,42	0,32	0,26	0,13
10	0,50	0,33	0,25	0,20	0,09
11	0,48	0,31	0,23	0,18	0,08
20	0,33	0,20	0,14	0,11	0,05

### 4. Коэффициенты влияния ползучести для второго варианта

Параметр	Время $\tau$ , сутки			
	1	5	10	20
$\alpha_{zn}(\tau)$	0,337	0,378	0,397	0,426
$\alpha_t(\tau)$	0,716	0,738	0,748	0,755

Трещиноватость горных пород возникает в результате длительных геомеханических, тектонических и физико-механических процессов, действовавших и происходящих в породном массиве и земной коре. Трещиноватость — определяющая структурно-механическая особенность породного массива. Трещины наблюдаются в породах любого происхождения (осадочных, магматических, метаморфических) и по генетическому признаку подразделяются на естественные (природные) и искусственные (техногенные).

Коэффициент Пуассона горных пород в массиве формируется или «интегрируется» в величину, которую можно назвать обобщенным коэффициентом Пуассона породного массива в пределах области решаемой геомеханической задачи. Он определяется многими факторами. На обобщенный коэффициент Пуассона существенно влияет принимаемая геомеханическая модель массива горных пород, для которой коэффициент Пуассона должен адекватно описывать процесс деформирования пород. Упругая модель деформирования породного массива предполагает зависимость обобщенного коэффициента Пуассона от структурных особенностей горных пород (блочность, слоистость, трещиноватость), реологическая — его зависимость от проявлений ползучести пород в массиве. Горная порода редко деформируется по одной геомеханической модели. Как правило, целесообразно применять комбинированные модели деформирования. Тогда, обобщенный коэффициент Пуассона будет определяться интегрированной суммой составляющих коэффициента от разных влияющих факторов.

Геомеханическую модель формирования коэффициента Пуассона в зоне протаивания мерзлого породного массива можно построить следующим образом. В зоне протаивания мерзлых пород в трещинах и порах исчезает лед-цемент, появляются дополнительные трещины и микротрещины в окрестностях породного обнажения. Это вызывает изменение коэффициента Пуассона мерзлых пород в зоне протаивания. Минеральный скелет горной породы в диапазоне положительных температур может проявлять свойства ползучести, так как вместе с температурой изменяются механи-

ческие свойства минералов, слагающих породу. Поэтому коэффициент Пуассона горной породы претерпевает изменения в зоне протаивания, обусловленные трещиноватостью и ползучестью пород.

Влияние трещиноватости на коэффициент Пуассона горных пород оценим по формуле с учетом коэффициента структурного ослабления пород в зоне трещиноватости породного массива [5]:

$$v_T = \frac{v_{nm}}{k}, \quad (4)$$

где  $v_T$  — коэффициент Пуассона горных пород в трещиноватом массиве;  $k$  — коэффициент структурного ослабления горных пород в массиве, который определяется по формуле:

$$k = \frac{1}{1 + \psi \cdot M_T}, \quad (5)$$

где  $\psi$  — коэффициент, определяемый соотношением геометрических параметров трещины;  $M_T$  — модуль трещиноватости горной породы.

Анализ результатов расчета показывает, что трещиноватость горных пород влияет на формирование коэффициента Пуассона в породном массиве (табл. 5). В целом коэффициент  $\psi$  оценивает полноту контактов шероховатых поверхностей в трещине. Чем он меньше, тем больше площадь контакта поверхностей в трещине. Чем больше показатель модуля трещиноватости горных пород, тем сильнее влияние трещиноватости на коэффициент Пуассона. Этот вывод в целом не противоречит современному представлению о развитии геомеханических процессов в породном массиве вокруг горной выработки.

В зоне протаивания многолетнемерзлого породного массива коэффициент Пуассона с учетом ползучести талых горных пород будет находиться по формуле:

$$v_T(\tau) = 0,5 - \frac{0,5 - v_T}{1 + \Phi}, \quad (6)$$

где  $v_T$  — коэффициент Пуассона горной породы в талом состоянии, определяемый в лабораторных условиях.

Таким образом, обоснована геомеханическая модель оценки коэффициента Пуассона горных пород в многолетнемерзлом породном массиве вокруг горной выработки, которая определяется структурным состоянием пород в мерзлом и талом состояниях. Использование модели позволит оценивать исходное напряженно-деформированное состояние многолетнемерзлого породного массива [2] с учетом предложенных рекомендаций по расчету коэффициента Пуассона горных пород в зависимости от температурного режима массива.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баклашов И.В., Картозия Б.А.* Механические процессы в породных массивах. — М.: Недра, 1986.
2. *Иудин М.М.* Напряженное состояние массива многолетнемерзлых горных пород // Отечественная геология. 2011. № 6. С. 72–76.
3. *Мороз А.И.* К вопросу об определении коэффициента Пуассона осадочной горной породы // ФТПРПИ. 2006. № 4. С. 59–68.
4. *Ржевский В.В., Новик Г.Я.* Основы физики горных пород: учебник для вузов. 4-е изд., перераб. и доп. — М.: Недра, 1984.
5. *Руппенейт К.В.* Деформируемость массивов трещиноватых горных пород. — М.: Недра, 1975.
6. *Эмери Дж., Мирза Ф.* Моделирование методом конечных элементов течения больших масс льда // Физика и механика льда. — М.: Мир, 1983.

УДК 551.345+550.4:574.4

© А.В.Дроздов, А.С.Курилко, В.Ф.Попов, 2012

## ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЯ ПРОЧНОСТНЫХ И ЕМКОСТНЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КРИОЛИТОЗОНЫ (НА ПРИМЕРЕ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ)

**А.В.Дроздов (Институт «Якутнипроалмаз» АК «АЛРОСА»), А.С.Курилко (Институт горного дела Севера СО РАН), В.Ф.Попов (ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова»)**

*Рассмотрены палеоклиматические условия формирования современной криолитозоны на Сибирской платформе. На основе лабораторных экспериментов установлено, что многократные воздействия циклов промерзания–оттаивания пород приводят к изменению их физико-механических свойств, которые способствуют формированию благоприятных криогеологических структур для захоронения промстоков.*

*Ключевые слова: криолитозона, горные породы, промерзание–оттаивание, температура, прочность, емкостные показатели.*

*Дроздов Александр Викторович, [Droz dovAV@alrosa.ru](mailto:Droz dovAV@alrosa.ru), Курилко Александр Сордокович, [a.s.kurilko@igds.ysn.ru](mailto:a.s.kurilko@igds.ysn.ru), Попов Владимир Федорович, [pvf\\_grf@rambler.ru](mailto:pvf_grf@rambler.ru)*

## ASSESSMENT OF ALTERATION OF STRENGTH AND CAPACITANCE INDICATORS OF ROCKS DURING CRYOLITHOZONE FORMATION (ON THE EXAMPLE OF YAKUTIAN DIAMONDIFEROUS PROVINCE)

**A.V.Droz dov, A.S.Kurilko, V.F.Popov**

*Paleoclimatic conditions of modern cryolithozone formation on the Siberian platform have been considered. Basing on laboratory experiments it was specified that multiple impacts of rock freezing-defrosting cycles lead to alteration of their physical-mechanical properties, which promote formation of favourable cryogeological structures for burying industrial waste.*

*Key words: cryolithozone, rocks, freezing-defrosting, temperature, strength, capacitance indicators.*

Изучение мерзлых массивов верхней части криолитозоны, в частности на Сибирской платформе, показало, что породы в большей части разреза находятся в разрушенном состоянии по сравнению с залегающими ниже отрицательно температурными тальми толщами, в которых практически повсеместно распространены высокоминерализованные воды (криопэги). Глобальные изменения климата в регионе с циклическим промерзанием–оттаиванием горных пород сопровождались многообразными сложными теплофизическими, физико-химическими и физико-механическими процессами, которые привели к существенным преобразованиям их вещественного состава, структуры, текстуры и свойств. Единого мнения о характере и величине изменения прочностных и емкостных показателей скальных пород при формировании криогенных толщ в зависимости от температуры в диапазоне низких температур не существует. До сих пор неоднозначно понимаются процессы, происходящие в породных массивах при циклических температурных воздействиях, приводящих к изменению как прочностных, емкостных, так и теплообменных показателей горных пород.

Многократное и длительное воздействие циклов промерзания–оттаивания способствует сниже-

нию прочности скальных пород (включая кимберлиты), их разрушению, формированию трещинных пустот. При этом степень влияния этих процессов на прочность и характер разрушения пород зависят от их свойств, перепада температур и множества других факторов. Оценка изменения физико-механических свойств пород при знакопеременном температурном воздействии важна для разработки способов управления этими показателями при ведении горных работ. В частности, на алмазных месторождениях это помогает внедрению современных технологий, адаптированных к условиям криолитозоны. Кроме этого, криогенные и подмерзлотные толщи благоприятных структур в настоящее время используются для удаления минерализованных стоков [3, 4]. Для общего понимания степени и характера температурного влияния на горный массив рассмотрим палеоклиматические условия региона.

Эволюция криолитозоны на Сибирской платформе связана, в первую очередь, с существующими на определенном временном этапе климатом и внутриземным тепловым потоком. Начало промерзания пород осадочного чехла, по последним данным, датируется >3 млн. лет [8]. Глобальное изменение климатических условий приводило к трансформации основных параметров криогенных толщ,

в частности их температуры и мощности. Считается, что современная криолитозона региона сформировалась в позднем плейстоцене в результате последнего сарганского похолодания [1]. В тот период масштабы распространения мерзлых пород на платформе и их мощности были значительно большими. Одновременно с циклическим изменением палеотемпературных условий происходило преобразование подземной гидросферы, связанное с промерзанием–оттаиванием пород в разрезе и криометаморфическим циклом формирования подземных вод.

Согласно современным представлениям, полученным по донным отложениям в ходе изучения Байкальской палеоклиматической летописи [6], мерзлотное развитие в Восточной Сибири определяется тремя криогенными эпохами, во время которых существовали неоднократно повторяющиеся этапы холодных (криохроны) и теплых (термохроны) периодов [8]. Периодам криохрон были свойственны температуры воздуха ниже современных на 10–12°C, при которых формировалась мощная толща многолетнемерзлых пород (ММП). Этапы термохрон отличались теплым климатом, обеспечивающим полную деградацию криогенных толщ, сформированных в предыдущую эпоху похолоданий. Отметим, что только в неоплейстоцене (800–0 тыс. лет назад) выделены 21 эпоха криохрон и 20 — термохрон, что может служить прямым доказательством повторяющегося процесса промерзания–протаивания горных пород с последующим изменением их состояния и проницаемости. Знакопеременные температурные воздействия на горный массив приводят к значительному увеличению фильтрационно-емкостных показателей пород.

Глобальное охлаждение земных недр в конце неогена существенным образом отразилось на условиях питания, движения и разгрузки подземных вод. Общеизвестно, что отложения, расположенные как в подошвенной части, так и внутри мерзлого яруса криолитозоны, характеризуются повышенными коллекторскими свойствами в связи с развитием здесь интенсивной криогенной трещиноватости пород. Многоэтапные и повторяющиеся процессы изменения фазового состояния влаги в толщах пород на границе раздела ММП – талый слой привели к нарушению их сплошности с образованием зон дезинтеграции, которые встречаются практически во всех районах криолитозоны. Часто в данных интервалах наблюдаются значительные газовыделения из микрозалежей, с давлением до 0,4–0,6 МПа, образованные за счет перехода части растворенных газов в свободные. При вскрытии таких зон повсеместно происходят выбросы спонтанного газа. Масштабная деградация криолитозо-

ны в послесарганский период создала благоприятные условия для плавления льдов в коллекторах подошвенной части ММП, снижения напоров в подмерзлотном горизонте и формирования природных резервуаров с повышенными фильтрационно-емкостными свойствами. Водообильность подмерзлотного горизонта варьирует в широких пределах, поэтому с учетом мощности перекрывающей толщи ММП в определенных районах этот водонасыщенный интервал можно использовать для удаления сточных вод.

В периоды похолоданий (криохрон) для основной части платформы на участках активного водообмена происходило полное промерзание пресных подземных вод с изменением термо- и гидродинамического состояния пород. Трещины, каверны и поры, являющиеся путями фильтрации, заполнялись льдом, а отложения превращались в монолитные блоки (криогенные водоупоры). Только вблизи крупных водотоков на определенных участках оставались таликовые зоны, где происходила и происходит локальная разгрузка подземных вод. При этом формирование криогенного строения промерзающих массивов зависело от литолого-петрографического состава, характера трещиноватости, степени выветрелости и влажности пород, а также от конкретной структурно-тектонической обстановки, существовавшей к моменту промерзания толщ. В зоне затрудненного водообмена (горизонты соленых вод и рассолов) изменялся общий гидродинамический режим с охлаждением подземной гидросферы. В целом по мере промерзания верхней части осадочного чехла водообмен подземных вод с поверхностной гидросферой прекращался, а характер передачи гидростатического давления значительно преобразался.

Долгое время считалось, что мерзлый ярус криолитозоны — непреодолимый барьер на пути мигрирующих газов. Однако в настоящее время доказано, что в криогенных толщах протекают принципиально те же процессы (диффузия, фильтрация, дифференциация, сорбция), что и в районах с положительной температурой. Б.М.Зимаков [5] на основе экспериментальных данных отмечал резкое увеличение газопроницаемости пород, особенно глинистых, с переходом содержащейся в них воды в твердую фазу. Безусловно, ММП оказывают определенное затормаживающее влияние на характер миграционных процессов, в том числе и на перемещение в них углеводородных газов, искажая нормальное геохимическое поле. Влияние низких температур сказывается на сорбционных и диффузионно-фильтрационных свойствах горных пород, переходе части газов в кристаллогидратную (твердую)

форму. Часть газов, особенно на границе ММП и подмерзлотного водоносного горизонта (зоны) и ниже, при соответствующих термобарических условиях перешла в газогидратное состояние, что и наблюдается в регионе на разных объектах. Таким образом, возник еще один барьер для более свободного движения газов вверх, хотя их определенная часть продолжает мигрировать по тектоническим зонам и накапливаться в верхних интервалах геологического разреза.

Общеизвестно, что при формировании ММП нижний фронт отрицательных температур продвигался практически субпараллельно дневной поверхности, примерно повторяя ее конфигурацию. В настоящее время выдвинуто много версий природы и механизма миграции влаги в промерзающих породах. Рассмотренные механизмы касались в основном рыхлых несвязанных и прочносвязанных грунтов. Вместе с тем, ряд существующих проблем, обусловленных миграцией влаги в скальных криогенных массивах, обладающих гетерогенно-блоковым строением, неоднородностью физико-механических, теплофизических и других свойств, остаются недостаточно раскрытыми. Это, в первую очередь, относится к вопросам взаимодействия движущих сил миграции воды с деформациями пород, удельными силами, гео- и гидростатическими давлениями и т.д.

Проведенные экспериментальные исследования в ИГДС СО РАН подтверждают, что при многократном циклическом воздействии процесса замораживания–оттаивания на вмещающие породы осадочных толщ и кимберлиты алмазных месторождений Якутии снижается их прочность с одновременным увеличением емкостных показателей пород до полной их дезинтеграции [7]. Рассмотрим результаты лабораторных экспериментов с породами, отобранными из трубки Удачная. Образцы в количестве >650 штук в основном представлены известняками, в отдельных случаях с прослоями мергелей. Средняя удельная плотность пород составляла 2786 кг/м<sup>3</sup>, пористость 1–7%, засоленность до 2,7%.

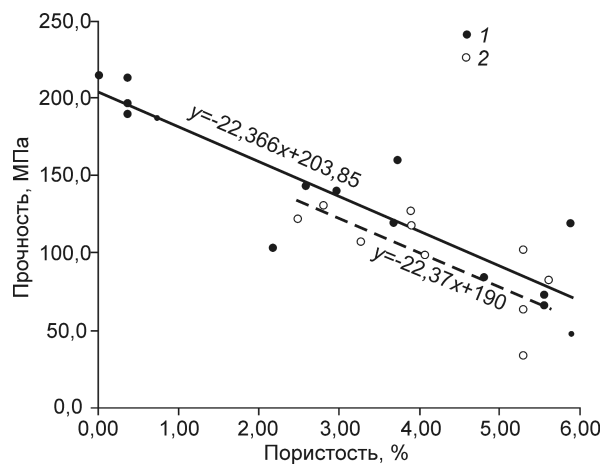
Влияние циклов замораживания–оттаивания на прочностные свойства горных пород исследовалось по следующей методике. На начальном этапе оценивалось естественное влагосодержание в воздушно-сухих образцах с использованием сушильного шкафа СНОЛ-3,5 при температуре 378К (105°C). Далее образцы разделялись на группы и направлялись на различные испытания по изменению их физико-механических свойств при циклическом замораживании: в воздушно-сухом состоянии, во влагонасыщенном состоянии, в водной среде. Для этого использовалась морозильная каме-

ра «Бирюса» при температуре 253К (-20°C). Каждая партия образцов оснащалась «спутником», в котором находилась термопара, что позволяло точно фиксировать момент полного замораживания или оттаивания. В среднем через три часа выстойки образцы принимали температуру 253К. Их вынимали из холодильника и оттаивали в лабораторном помещении при температуре 293К (+20°C).

Воздушно-сухие образцы устанавливали в сетчатый поддон, оставляя расстояние между ними 1,5 см. В поддоне образцы промораживались в холодильной камере, затем их оттаивали на воздухе при комнатной температуре. Для водонасыщения образцы предварительно помещали в стеклянный сосуд и заливали дистиллированной водой. При этом соблюдалось необходимое условие — наличие слоя воды толщиной не менее 3 см над поверхностью образцов в сосуде. При таких условиях образцы выдерживались в сосуде в течение 48 ч для насыщения. После этого они вновь взвешивались, определялась их влагоемкость и рассчитывалась открытая пористость. Водонасыщенные образцы помещались в сетчатые поддоны с обязательным сохранением воздушных промежутков между ними и устанавливались в холодильной камере. Замораживание пород до температуры 253К контролировали по показаниям термопары, при этом среднее время охлаждения составляло 3–3,5 ч. После замораживания образцы оттаивали на воздухе при комнатной температуре. Когда температура в центре образца превышала 273К (0°C), их для сохранения водонасыщенного состояния помещали в сосуд с дистиллированной водой при комнатной температуре.

Часть образцов замораживали и оттаивали в водной среде. Каждый образец после влагонасыщения по описанной выше методике помещался в отдельную бюксу и заливался дистиллированной водой. Бюксы с образцами устанавливали в сетчатый поддон и ставили в холодильную камеру. Среднее время процесса замораживания образцов в бюксах, контролируемого по показаниям термопары, составило ~5 ч. Оттаивание образцов проходило при комнатной температуре. Для интенсификации процесса оттаивания бюксы на 2/3 высоты помещали в воду комнатной температуры. Максимальное время оттаивания, характерное для образцов в бюксах, составляло от 1 до 1,5 ч. Таким образом, в среднем за сутки удавалось произвести два, максимум три цикла замораживания–оттаивания. После каждого цикла образцы визуально обследовались, фиксировалось образование трещин и сколов. При достижении заданного количества циклов замораживания–оттаивания определенная группа образцов испытывалась на прочность методом





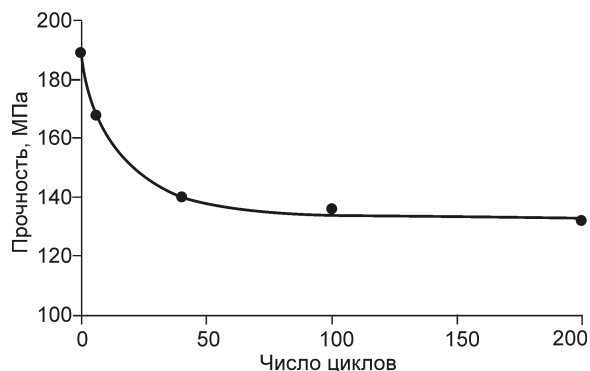
**Рис. 1. Зависимость прочности водонасыщенных пород от их пористости:**

образцы с размером ребер: 1 — 30 мм, 2 — 40 мм

одноосного сжатия. Испытание прочности образцов проходило на установке UTS-250.

Часть образцов была испытана на прочность при сжатии без воздействия циклов замораживания–оттаивания. Анализ полученных результатов показал достаточно сильную зависимость прочности пород от их пористости. В частности, при пористости 5% прочность образцов уменьшается в два раза по сравнению с породами, обладающими пористостью <1%. Связь прочности пород и пористости описывается линейной зависимостью, при этом прочность образцов с размерами ребер 40 мм ниже прочности образцов с ребрами 30 мм в среднем на 10% (рис. 1). Вероятно, сказывается масштабный фактор. Более мелкие образцы пород обычно при испытаниях на прочность показывают результаты более высокие по сравнению с крупными образцами той же породы.

Результаты испытаний прочности карбонатных вмещающих пород трубки Удачная в воздушно-сухом состоянии после воздействия циклов замораживания–оттаивания приведены на рис. 2. Прочность образцов, подвергавшихся влиянию разных температур, оценивалась после воздействия пяти, 40, 100, 200 циклов замораживания–оттаивания. После пяти циклов замораживания–оттаивания прочность породы снижалась приблизительно на 12%, после воздействия 40 циклов — на 26%. Увеличение числа циклов замораживания–оттаивания до 200 привело к снижению средней прочности образцов на 34%. Заметим, что у пород, находящихся в воздушно-сухом состоянии, при испытании на морозостойкость в ходе воздействия 200 циклов за-



**Рис. 2. Изменение прочности воздушно-сухих образцов в зависимости от числа циклов замораживания–оттаивания**

мораживания–оттаивания не отмечались потеря целостности образцов или образование крупных трещин.

По результатам испытаний образцов в водонасыщенном состоянии выявлено, что относительная прочность пород после воздействия циклов замораживания–оттаивания зависит от их начальной пористости. С увеличением пористости прочность пород снижается. В образцах с пористостью <1% после воздействия 20 циклов она упала на 30%, с пористостью >2,5% — на 50% и более.

Считается, что деформирование пород в водной среде при их замерзании существенно воздействует на горный массив и приводит к изменению исходного состояния природной системы. Для прогнозирования возможных физико-механических преобразований необходимо учитывать многие естественных факторы: трещиноватость, минералогический состав пород, минерализацию водных растворов, гео- и гидростатические давления и т.д. Итоги испытаний образцов в воде с замораживанием в воздушной среде практически подтвердили этот факт. Морозостойкость пород при замораживании образцов в водной среде оценивали по потере массы и прочности.

После каждого цикла замораживания–оттаивания образцы визуально обследовались, фиксировалось образование трещин и сколов. Если образцы при испытаниях теряли более 2/3 начальной массы, то они считались полностью разрушенными. После воздействия на образцы заданного числа циклов замораживания–оттаивания определенная группа образцов взвешивалась и испытывалась на прочность методом одноосного сжатия. Образцы 1-й серии были разбиты на три группы по пять образцов в каждой. Во второй группе после шестого цикла замораживания–оттаивания целых образцов

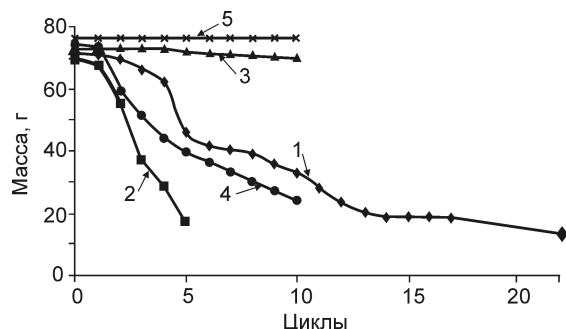


Рис. 3. Изменения массы образцов после воздействия циклов замораживания-оттаивания:

1–5 — номера серий испытаний

не осталось. Образцы 2-й, 3-й и 4-й серий были разбиты на три группы и испытывались на прочность после одного, пяти и 10 циклов замораживания-оттаивания. Образцы 5-й серии были разбиты на четыре группы по пять образцов в каждой. Первая группа подвергалась трем, вторая — пяти, третья — 10, четвертая — 22 циклам замораживания-оттаивания, затем образцы испытывались на прочность. На рис. 3 показаны изменения средней массы образцов после воздействия циклов замораживания-оттаивания всех серий испытаний.

После первого цикла замораживания-оттаивания в образцах наблюдались небольшие отслоения породы и образование трещин. Масса образцов практически не изменилась. После второго и последующих циклов замораживания-оттаивания в образцах 1-й, 3-й, 5-й серий отмечалось прогрессирующее разрушение породы и вследствие этого потеря массы и прочности. К десятому циклу замораживания-оттаивания образцы этих серий практически разрушились. В 1-й серии образцы разрушились после воздействия пяти циклов замораживания-оттаивания, что говорит о слабых прочностных свойствах горной породы из этой серии. Это объясняется наличием в серии глинистого материала. У горных пород со следами присутствия нефти 2-й и 4-й серий масса практически не изменилась после воздействия циклов замораживания-оттаивания. Результаты испытаний на прочность образцов, приведенные на рис. 4, иллюстрируют различные прочности образцов разных серий испытаний.

В результате воздействия одного цикла в водной среде прочность породы снизилась в среднем на 15–20% от первоначального значения в воздушно-сухом состоянии. Образцы породы 1-й серии после пяти циклов замораживания-оттаивания практически полностью разрушились, соответственно, прочность их также упала до нуля. С увели-

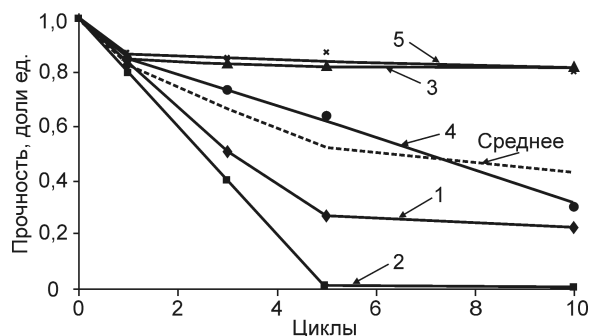


Рис. 4. Изменения относительной прочности пород после воздействия циклов замораживания-оттаивания:

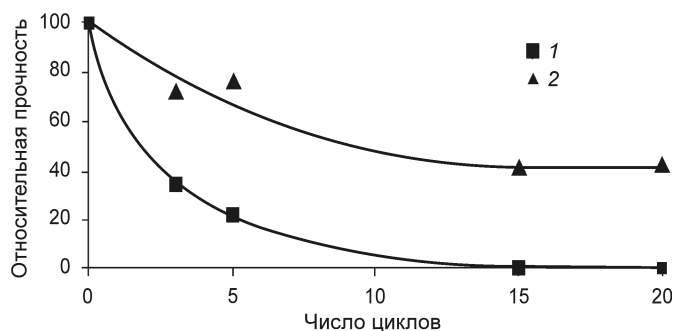
1–5 — номера серий испытаний

чением числа температурных циклов до пяти остаточная прочность пород 5-й серии равномерно снизилась до 30% от исходной. Образцы 3-й серии достигли 30% снижения прочности после 10 циклов. Горные породы 2-й и 4-й серий незначительно отреагировали на температурное воздействие. Это объясняется их битумизацией, снижающей смачиваемость стенок пор водой, в частности, уменьшающей эффект Ребиндера. В целом отметим, что образцы вмещающих пород трубки Удачная обладают низкой морозостойкостью, при этом особо низкие показатели прочности наблюдаются в горных породах с глинистой составляющей. Исключением являются породы, пропитанные нефтью. Изменения прочностных характеристик происходят после воздействия первого цикла замораживания-оттаивания, а после пяти циклов средняя прочность исследованных образцов снижается на 50%. На рис. 5 показан образец, разрушившийся после пяти циклов замораживания-оттаивания, справа — контрольный образец.

Один из определяющих параметров морозостойкости горных пород — пористость. Для оценки влияния пористости был выбран материал с прочностью близкой к средней, который также отобран на карьере Удачный. На рис. 6 представлен график изменения прочности образцов в зависимости от числа циклов замораживания-оттаивания. Образцы с начальной пористостью >2,5% после 20 циклов дезинтегрировались, с пористостью <1% при тех же условиях остались целыми. Остаточная прочность образцов составляет 42%. Потери массы после проведения 20 циклов замораживания-оттаивания составили 23%. Наибольшая потеря массы при дезинтеграции у образцов с пористостью >2,5%, имеющих слоистую структуру. Однородные образцы разрушаются в указанном диапазоне циклов только по плоскостям раздела, заполненным мергелем.

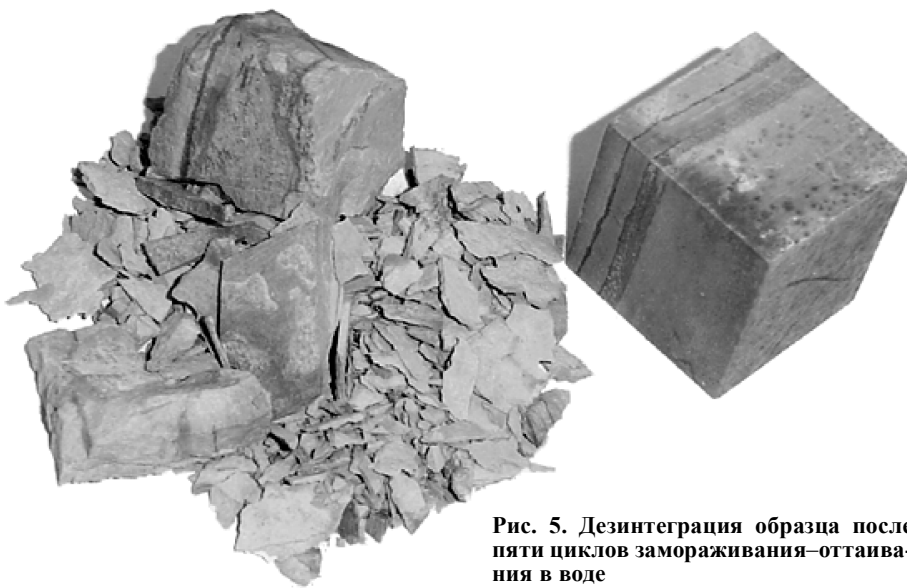
При проведении исследований на морозостойкость пород контролировалась масса водонасыщенных образцов (таблица). Это позволяло следить за изменением их емкостных показателей (трещиноватости, пористости, кавернозности) с образованием в последующем дезинтегрированной массы. У образцов, которые начали разрушаться под воздействием циклов замораживания–оттаивания, в конце испытания определили остаточную массу и влажность. У образцов, оставшихся целыми, изменение общей пустотности не выявлено. У образцов, которые начали разрушаться, под воздействием многократных циклов замораживания–оттаивания, емкость увеличилась в среднем в два раза и в большинстве образцов составила  $>10\%$ .

В таблице приведены данные по изменению емкостных свойств образцов под воздействием циклов замораживания–оттаивания в водной среде. Перед дезинтеграцией общая пустотность образцов (емкостные показатели) увеличилась практически в два раза. По результатам экспериментов установлена низкая морозостойкость вмещающих карбонатных пород коренных алмазных месторождений Якутии. Менее морозостойкими оказались породы с низкой начальной прочностью и большей пористостью. Битумизация породы повышает ее морозостойкость.



**Рис. 6.** Изменение относительной прочности пород с различной начальной пористостью под воздействием циклов замораживания–оттаивания (испытания в водной среде):

пористость, %: 1 —  $<1$ , 2 —  $>2,5$



**Рис. 5.** Дезинтеграция образца после пяти циклов замораживания–оттаивания в воде

Таким образом, эксперименты подтвердили, что многократные знакопеременные температурные воздействия приводят к изменению прочностных и емкостных показателей пород при формировании криолитозоны.

Итак, глобальные изменения климата с многоэтапными процессами циклического промерзания–оттаивания в криогенных толщах и на границе раздела ММП – талый горизонт способствовали возникновению зоны повышенной трещиноватости в осадочных и магматических породах, которая встречается практически во всех районах криолитозоны [2–4]. Водообильность и мощность подмерзлого горизонта варьируют в широких пределах, поэтому с учетом экранирующих свойств перекрывающей толщи ММП в определенных районах платформы этот водонасыщенный интервал считается перспективным для захоронения промышленных стоков на полигонах. Использование тектонически нарушенных участков (зон) осадочного чехла в разных интервалах криогенных областей для захоронения промстоков противоречит требованиям, предъявляемым к геологической среде. Но, как показывает многолетний опыт на разных месторождениях Сибирской платформы, использование таких участков для удаления дренажных рассолов вполне приемлемо. Так, выбор участков криогидрогеологической среды в Западной Якутии подразделениями АК «АЛРОСА» и последующее строительство полигонов захоронения с высокой приемистостью скважин связан главным образом с существующей трещинной пустотностью и проницаемостью пород, ко-

## Изменение пористости дезинтегрированных образцов

Число циклов	Номер образца	Пористость, %		Прочность, МПа
		начальная	конечная	
5	169	5,7	10,9	0
	168	6,9	12,7	
	166	3,6	7,5	
15	157	2,6	12,5	
	159	6,8	14,3	
	167	6,4	18,1	
20	190	6,6	12,5	
	183	7	12,4	
	182	6,1	12,4	
	174	7,3	12,5	
	186	5,2	9,4	
	141	5,8	15,2	
	145	5,4	10,1	

которые зависят, в первую очередь, от структурно-тектонических условий криогенных массивов [3, 4].

Таким образом, эволюция криогенной обстановки и температурного режима верхних частей геосферы Земли привела к кардинальному изменению термодинамического состояния и физико-механических свойств пород криолитозоны, нарушению гидродинамического режима подземных вод. На определенных площадях Сибирской платформы в толщах ММП выше и ниже отметок эрозионного вреза до уровня подмерзлотного водоносного горизонта образовалась естественная пустотность коллекторов, заполненных газозвушной смесью. В основном эти коллекторы приурочены к толщам, нарушенным трещиноватостью, величина которой изменяется в широком диапазоне и напрямую зависит от структурно-тектонических особенностей горных массивов. Их емкость является од-

ной из составных частей общей полезной пустотности ММП и определяет в начальный период эксплуатации полигонов закачки преобладающее направление миграции сброшенных вод.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Балобаев В.Т.* Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. – Новосибирск: Наука, 1991.
2. *Вожов В.И., Сурнин А.И.* Закономерности распространения многолетнемерзлых пород на Сибирской платформе // Гидрогеология нефтегазоносных областей Сибирской платформы. Новосибирск, 1982. С. 5–18.
3. *Дроздов А.В.* Захоронение дренажных рассолов в многолетнемерзлых породах (на примере криолитозоны Сибирской платформы). – Иркутск: ИГТУ, 2007.
4. *Дроздов А.В.* Природные и техноприродные резервуары промышленных стоков в криолитозоне (на примере Якутской части Сибирской платформы). – Якутск: СВФУ, 2011.
5. *Зимаков Б.М.* Влияние геологических условий на газоносность угольных пластов месторождений Печорского бассейна // Геология и разведка. Изв. вузов. 1961. № 7. С. 78–92.
6. *Комплексные исследования позднемиоцен-плейстоценовых донных отложений озера Байкал – основа палеоклиматических реконструкций и диатомовой биостратификации* / Д.Ф.Вильямс, Е.Б.Карabanов, А.А.Прокопенко и др. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1. С. 35–47.
7. *Курилко А.С.* Экспериментальные исследования влияния циклов замораживания–оттаивания на физико-механические свойства горных пород. – Якутск: СО РАН, 2004.
8. *Фотиев С.М.* Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (Сообщение 2) // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 2. С. 3–26.

УДК 622.02

© Б.В.Григорьев, Р.М.Скрябин, 2012

## О СОВЕРШЕНСТВОВАНИИ КОНСТРУКЦИЙ ПОРОДОРАЗРУШАЮЩИХ ИНСТРУМЕНТОВ ДЛЯ КОЛОНКОВОГО БУРЕНИЯ С ПРОДУВКОЙ СЖАТЫМ ВОЗДУХОМ В УСЛОВИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ

**Б.В.Григорьев, Р.М.Скрябин (Северо-восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова)**

*Рассмотрен вопрос совершенствования породоразрушающих инструментов при бурении скважин в условиях многолетней мерзлоты. Предложена новая конструкция породоразрушающего инструмента с резаками из термоустойчивых наноматериалов для бурения скважин с продувкой сжатым воздухом. Рассмотрен вопрос технологии пайки твердосплавного инструмента с применением нанокompозитных материалов.*

*Ключевые слова: породоразрушающий инструмент, наноматериал, сжатый воздух.*

*Григорьев Борис Васильевич, Скрябин Рево Миронович, [titrykt@rambler.ru](mailto:titrykt@rambler.ru)*

## ABOUT THE IMPROVEMENT OF THE STRUCTURES ROCK-DESTRUCTIVE TOOLS FOR CORE DRILLING WITH AIR PURGE IN PERMAFROST

**B.V.Grigoriev, R.M.Skryabin**

*Considered the issue of improving the rock-destructive tools for drilling wells in conditions of permafrost. A new design of rock cutting tool with a cutter from nanomaterials for drilling of wells with air purge. The question is considered of the technology of the soldering carbide tool with the use of nanocomposite materials.*

*Key words: the rock cutting tool, nanomaterial, compressed air.*

В настоящее время бурение геологоразведочных скважин главным образом осуществляется механическими способами, основанными на применении твердосплавного и алмазного породоразрушающего инструмента. Однако как инструментальный материал твердые сплавы и алмазы уже исчерпали свои потенциальные возможности повышения эффективности бурения. Исследовательские работы, ориентированные на повышение эффективности твердосплавных и алмазных буровых коронок, не дают ожидаемых результатов. Так, по данным Арктической экспедиции» АК АЛРОСА, у твердосплавных буровых коронок, используемых в бурении разведочных скважин в породах VII–VIII категории по буримости, ресурс составляет 2,0–2,6 м с механической скоростью от 0,6–1,1 м/ч. При бурении алмазными коронками в горных породах VIII категории по буримости и выше средний ресурс на коронку составляет 11 м, а механическая скорость бурения — 1,6 м/ч. Отмечается повышенный износ алмазных коронок, вызванный недостаточным охлаждением алмазов в процессе бурения.

В практике бурения скважин в мерзлых породах были испытаны различные способы удаления разрушенных частиц с забоя и выноса их на поверхность. Для этой цели применялись сжатый воздух, обычная или подогретая вода, глинистые и соляные растворы, нефтепродукты, газовой-жидкие смеси и др.

Основное условие предотвращения осложнений при бурении в мерзлых породах — сохранение отрицательной температуры стенок скважины. При совершенствовании разведочного бурения в условиях криолитозоны наиболее перспективно применение в качестве очистного агента сжатого воздуха. В отличие от воды и глинистых растворов сжатый воздух не замерзает, поэтому полностью устраняются осложнения, связанные с замерзанием и потерей промывочной жидкости в скважине. При одной и той же начальной температуре воздух несет в 60–100 раз меньше тепла, чем промывочная жидкость. Однако снижая опасность и остроту осложнений, связанных с протаиванием пород, сжатый воздух не устраняет их полностью. На выходе из компрессора он имеет повышенную температуру (70–80°C) даже в зимний период. Установлено, что применение обычного сжатого воздуха, подаваемого в скважину непосредственно от компрессора, чревато рядом специфических осложнений, обусловленных выпадением и замерзанием конденсата из воздуха в скважине. Это может быть слипание частиц шлама, образование сальников, намерзание конденсата в соединениях, уменьшение проходных сечений, прижоги породоразрушающего инструмента, прихваты. Для устранения таких осложнений требуется предварительное осушение и охлаждение сжатого воздуха, подаваемого в скважину [3].

Как показывает практика, проходка на коронку и расход алмазов на 1 м бурения с продувкой серийными типами алмазных коронок, предназначенных для бурения с промывкой, уступают соответствующим показателям бурения такими коронками при промывке. Поэтому алмазное бурение серийными коронками с продувкой сжатым воздухом в породах высоких категорий по буримости пока не эффективно и требует создания специализированного алмазного бурового инструмента для бурения с продувкой сжатым воздухом [1].

Сейчас применяются различные способы и средства повышения стойкости горных породоразрушающих инструментов: оксидирование, фосфатирование, хромирование, никелирование, борирование, электроискровое легирование, плазменное напыление, нитроцементация, диффузионное хромирование, обработка взрывом, прокатывание, наклеп, закалка изотермическая, закалка ступенчатая, термомеханическая обработка. Но, несмотря на многочисленность применяемых способов и средств, они не в полной мере снимают остроту проблемы по увеличению стойкости инструмента. Поэтому поиск способов и технологии повышения стойкости бурового инструмента остается актуальной научной задачей. Одними из основных направлений ее решения являются создание и использование новых марок сверхтвердых композиционных материалов в буровом инструменте, разработка его новых конструкций и рациональных технологий применения.

Композиционными обычно называют многокомпонентные материалы, состоящие, как правило, из пластичной основы (матрицы), армированной наполнителями высокой прочности, жесткости и термоизносостойкости. Путем подбора состава и свойств наполнителя и матрицы (связующего), их соотношения, ориентации наполнителя можно получить материалы с требуемым сочетанием эксплуатационных и технологических свойств. При использовании нескольких наполнителей различной природы (гибридных композиционных материалов) значительно расширяются возможности регулирования свойств композиционных материалов [4].

Предлагаемое техническое решение направлено на повышение стойкости буровых коронок и снижение энергоемкости разрушения при бурении с продувкой сжатым воздухом за счет применения наноматериалов в качестве резцов породоразрушающего инструмента и более интенсивного охлаждения торца буровой коронки, защиты их от окисления, а также снижения коэффициента трения о горную породу.

Благодаря тому что матрица армирована сверхтвердым наноматериалом, металлизированным би-

металлом (титан и алюминий), состоящим из пластификатора и наполнителя, в процессе пропитки матрицы коронки образуется прочная связь резца из наноматериала с материалом матрицы, что позволяет им без разрушения выдерживать большие динамические нагрузки с сохранением высоких режущих свойств. Расположенные между резцами из наноматериала зерна графита с размерами, равными размерам наноматериала, при бурении коронкой взаимодействуют с горной породой, образуя на ней тонкую смачивающую пленку, которая предотвращает глубинное выравнивание и снижает коэффициент трения резцов о породу, что сокращает энергоемкость разрушения. Равенство размеров графитовых зерен и наноматериалов обеспечивает постоянный контакт графитовых зерен с горной породой и, как следствие, непрерывное образование смазывающей пленки на контакте резцов с породой.

Выполненная в матрице и корпусе кольцевая полость, заполненная веществом, термическое сопротивление которого меньше термического сопротивления наноматериала и материала матрицы и корпуса, значительно уменьшает термическое сопротивление в цепи наноматериал – матрица – корпус, благодаря чему существенно возрастает теплоотвод от работающих резцов, повышается срок их работы. Пластификатор биметалла, входящий в состав вещества, заполняющего кольцевую полость, материал матрицы и корпуса обеспечивают возможность прочного соединения между наноматериалом и материалом матрицы и корпуса, что увеличивает стойкость коронки.

В качестве резцов из сверхтвердого материала предполагается применение двух видов наноматериала — нанокубического нитрида бора (микробор) и лонсдейлита. Кубический нитрид бора — новый синтетический сверхтвердый материал, который по твердости приближается к алмазу, но имеет более высокую теплостойкость. Кубический нитрид бора представляет собой химическое соединение двух элементов — В (43,6%) и N (56,4%). Он имеет кристаллическую решетку почти с такими же строением и параметрами, как и алмаз. Кубический нитрид бора получен из нитрида бора (BN), по свойствам во многом похожего на графит. Как и графит, нитрид бора кристаллизуется в гексагональную решетку. Расстояние между атомами, расположенными в вершинах правильных шестиугольников, у нитрида бора равно  $1,45\text{Å}$ , у графита —  $1,42\text{Å}$ , а расстояние между плоскостями соответственно  $3,33$  и  $3,35\text{Å}$ . При этом в каждом шестиграннике атомы бора и азота чередуются между собой, каждый атом азота соединен с тремя атомами бора и наоборот. В отличие от структуры графита,

у которого шестигранные слои сдвинуты один относительно другого так, что вершина шестигранника находится над центром соседнего, у нитрида бора эти слои расположены точно друг под другом, а атомы бора и азота чередуются по вертикали. Плотности нитрида бора и графита близки и составляют 2,20–2,25 и 2,20–2,35 г/см<sup>3</sup> соответственно. Сам по себе нитрид бора не является сверхпрочным материалом, однако под давлением его прочностные характеристики возрастают в разы. Китайским ученым удалось таким способом увеличить твердость этого минерала почти на 80%. Таким образом, вюртцитный нитрид бора может выдерживать максимальное давление ~115 ГПа (максимальное давление, выдерживаемое алмазом, 97 ГПа — приблизительно 1 млн. атм.) [5].

Лонсдейлит, подобно нитриду бора, в обычных условиях не обладает особой прочностью, но помещенный под колоссальное давление меняет свою структуру. В результате учеными в лабораторных условиях был получен лонсдейлит, выдерживающий нагрузку >150 ГПа, что в полтора раза выше, чем у алмаза. По мнению исследователей, широкое применение нового материала маловероятно. Это связано с крайней сложностью его получения. При этом отмечается, что композитные материалы на основе лонсдейлита представляются вполне реализуемыми [4].

В качестве припоя, фиксирующего твердосплавные вставки в корпусе коронки, используются медно-цинковые сплавы (латуни). Недостатки этих конструкций заложены уже в самом способе соединения, когда вместо требуемого увеличения объема кристаллизующейся (остывающей в простенках) латуни происходит его уменьшение из-за литевой усадки при кристаллизации (усадка даже чистых меди и цинка составляет 1,6%). Отсюда наличие непропаев остаточных напряжений и, как следствие, низкая эксплуатационная стойкость инструмента при неоправданно высоких энерго- и трудоемкости процесса.

Спеченные твердые сплавы можно паять методами электросопротивления, нагревом при помощи тока высокой частоты, в печах с восстановительной средой и погружением в расплавленный припой. При пайке твердосплавного инструмента важным условием качественного соединения является обеспечение равномерного нагрева. Для этой цели инструмент помещают в индуктор так, чтобы в первую очередь нагреть корпус инструмента и за счет его теплопроводности прогреть пластину твердого сплава. После прогрева для выравнивания температуры инструмент передвигают и производят нагрев места пайки. Наилучший результат, т.е. наибольшая

долговечность инструмента, достигается при пайке серебряными припоями, легированными для повышения теплостойкости никелем или марганцем.

Перспективой совершенствования технологии пайки инструмента дозированным припоем является создание автоматизированного участка или комплекса сборки – пайки – термообработки. Для улучшения качества паяного шва, снижения его пористости, уменьшения газовых пор и непропаев при применении таблеток припоя перспективно использование эффекта воздействия ультразвуковых колебаний на ванну припоя. Ультразвук способствует перемешиванию расплавленных масс припоя, дегазации ванны припоя, перемещению частиц шлаковых включений вверх, ускоренной диффузии на границе жидкость – твердое тело.

Для крепления твердосплавных вставок в пазах бурового инструмента и их надежной фиксации перспективно использование сплавов с эффектом памяти в виде гофрированной фольги (ленты), а при изготовлении бурового инструмента — пастообразных припоев. Это позволило бы решить проблему крепления твердосплавных вставок в пазах перед пайкой, а при дозировании пасты в значительных количествах экономить припой. Таким образом, технология пайки бурового инструмента дозированным припоем в виде компактных таблеток лишена многих недостатков традиционной технологии пайки и дает возможность экономно расходовать припой [2].

Для коренного улучшения технико-экономических и качественных показателей буровых работ в сложных условиях Севера первоочередными мерами должны стать: разработка и совершенствование компрессорного оборудования; совершенствование систем охлаждения и осушения сжатого воздуха, герметизаторов, шламоуловителей, специального породоразрушающего инструмента, контрольно-измерительной аппаратуры; внедрение компьютерных технологий, а также отечественных и зарубежных достижений технологии и техники бурения скважин с применением сжатого воздуха.

Требуется разработка новых принципов конструирования с учетом одновременного взаимодействия всех основных факторов, определяющих работоспособность инструмента.

Применение новых материалов припоя, входящих в составы таблеток с повышенной прочностью на срез, позволяет повысить эксплуатационную стойкость бурового инструмента не менее, чем на 20%, что, в свою очередь, создает значительный экономический эффект в народном хозяйстве.

Представляется весьма перспективным создание буровых коронок с резцами из кубического нитрида бора и лонсдейлита для бурения с продув-

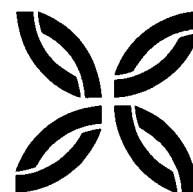
кой сжатым воздухом в условиях криолитозоны, учитывая их высокие технологические свойства, прежде всего термоизносостойкость.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Горшков Л.К.* Температурные режимы алмазного бурения. – М.: Недра, 1992.
2. *Коган Б.И.* Основы пайки. Технология пайки буровых резцов. Учебное пособие. – Кемерово: КузГТУ, 2006.
3. *Кудряшов Б.Б., Яковлев А.М.* Бурение скважин в осложненных условиях. Учебное пособие для вузов. – М.: Недра, 1987.
4. *Справочник по композиционным материалам.* Кн. 1 / Под ред. Дж.Любина. Пер. с англ. – М.: Машиностроение, 1988.
5. *Структура и свойства композиционных материалов на основе кубического нитрида бора, спеченных при высоком давлении / В.Б.Шипило, Н.Г.Аниченко, И.М. Старченко и др. // Сверхтвердые материалы.* 1996. № 5. С. 8–12.



# ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



10 сентября 2012 г. исполнилось 100 лет **Наталии Григорьевне Клименко** — старейшему специалисту отечественной геологии в области технологии переработки руд цветных и благородных металлов.

Основное направление трудовой деятельности было выбрано Н.Г.Клименко 70 лет назад. В 1930 г., будучи 18-летней выпускницей свердловской средней школы, она поступила на работу лаборанткой на химический завод реактивов, а затем в Институт геологии и минералогии. В 1938 г. окончила Ленинградский политехнический институт по специальности «физико-химия», работала инженером-исследователем в Уральском научно-исследовательском химическом институте Главхимпром НКПТ и младшим научным сотрудником Уральского филиала АН СССР по редкометальной тематике.

В годы Великой Отечественной войны с активным участием Н.Г.Клименко проводилось освоение Селянkinского и Вишневогорского редкометальных месторождений. Для селянkinских ильменорутитов была создана технология их переработки, с использо-

ванием которой в суровые 1942–1943 гг. металлургический завод в г. Асбест начал давать фронту пятиокись ниобия и металлический титан. Эти исследования стали основой диссертационной работы Н.Г.Клименко. В 1946 г. ей присуждена ученая степень кандидата химических наук.

В 1948–1953 гг. Н.Г.Клименко — старший научный сотрудник лаборатории цветных и редких металлов института УРАЛМЕХАНОБР, где выполнялся большой цикл исследований руд Текелийского месторождения. В те же годы при ее участии на СУМЗе начаты первые исследования золотушинских и белоусовских руд Алтая. Затем последовал комплекс работ в ЦНИИОлово с разработкой технологии извлечения олова из хвостов сульфидной флотации, внедрением тяжелых суспензий на Джидинской обогатительной фабрике, оказанием технической помощи Хинганскому комбинату.

В 1955 г. Н.Г.Клименко с группой специалистов переведена в ЦНИГРИ, где она проработала до 1999 г. Под ее руководством и при непосредственном участии созданы эффективные технологии переработки руд десятков месторождений цветных металлов, способствующие увеличению минерально-сырьевой базы России и стран СНГ. Среди них такие объекты, как Сибай и Осеннее на Урале, Худес, Филизчай, Катех, Кацдаг на Кавказе, Хандиза, Уч-Кулач, Шалкия, Тарор, Марджанбулак в Средней Азии, полиметаллические руды Казахстана, свинцово-цинковые Закарпатья, Сибири и многие другие. Успешно проведены технологические исследования руд месторождений Румынии, Марокко, Кубы, Перу.

Н.Г.Клименко — один из первых специалистов-обогащителей, обосновавших возможность эффективного извлечения золота из продуктов переработки медно-цинковых и полиметаллических руд. Разработанные ею направления по извлечению благородных металлов из хвостов обогащения медно-цинковых и полиметаллических руд успешно реализуются промышленностью.

Н.Г.Клименко — автор более 200 научных работ и патентов на изобретения. Опытный педагог и методист, она уделяла большое внимание подготовке специалистов-обогащителей. Ее ученики успешно защитили кандидатские диссертации, стали ведущими специалистами и руководителями подразделений ЦНИГРИ и других институтов.

Находясь с 1999 г. на заслуженном отдыхе, Наталия Григорьевна продолжает активно интересоваться жизнью института, неизменно делится с коллегами своими разносторонними знаниями и накопленным опытом.

За многолетний самоотверженный труд Н.Г.Клименко награждена орденом «Знак Почета», медалями «За доблестный труд в ВОВ», «За трудовую доблесть», удостоена звания «Почетный разведчик недр».

*Поздравляем Наталию Григорьевну с торжественной уникальной датой. Желаем крепкого здоровья, неиссякаемой бодрости, благополучия в кругу детей, внуков и правнуков!*

*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала  
Друзья, коллеги, ученики*

### Требования к авторам статей

1. Рукопись статьи подготавливается в соответствии с образцом оформления и представляется с установленными сопровождающими документами: письмом (разрешением на опубликование) руководителя учреждения и экспертным заключением о возможности публикации в открытой печати. В конце статьи ставятся подписи всех авторов.

2. К статье прилагается справка об авторе (авторах), в которой указываются фамилия, имя, отчество, ученая степень, звание, должность, место работы, адрес для переписки (почтовый), телефон, e-mail каждого автора.

3. Объем статьи — 15 страниц, включая таблицы и список литературы. Поля страницы — сверху и снизу по 2 см, справа 1 см, слева 3 см. Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два варианта — распечатка с принтера и электронный вариант в Text format (\*.rtf), (\*.doc) с использованием шрифта Times New Roman (размер 12, полуторный межстрочный интервал). Текст, таблицы, рисунки помещаются в отдельные файлы. Таблицы должны иметь названия, набираются без сокращения слов (размер 10, один межстрочный интервал). Возможна передача статей по электронной почте: [rudandmet@yandex.ru](mailto:rudandmet@yandex.ru) с пометкой для журнала «Руды и металлы».

4. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 3.0.

5. Список литературы приводится в конце статьи с нумерацией источников по алфавиту. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не включаются неопубликованные работы. Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице после списка литературы.

6. Рисунки и другие графические материалы (черно-белые, не более 5) прилагаются в печатном и электронном вариантах. На обратной стороне распечатки каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формат страницы журнала (23×16). Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивным шрифтом. Текстовые и цифровые надписи на рисунках набираются на компьютере (шрифт 8), толщина линий рисунка — не менее 0,2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: TIFF — только для фото (\*.tif), Corel Draw (\*.cdr), Диаграмма Microsoft Exsel (\*.xls). Графика должна быть связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются.

7. Редакция оставляет за собой право сокращать и редактировать название статьи, текст, рисунки.

8. В целях облегчения редактирования статей редколлегия просит авторов использовать термины и понятия в значениях, отраженных в следующих изданиях:

Толковый словарь английских геологических терминов. Пер. с англ. / Под ред. Н.В.Межеловского. — М.: Геокарт, 2002.

Российский металлогенический словарь / Под ред. А.И.Кривцова. — СПб: ВСЕГЕИ, 2003.

Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях / Под ред. А.И.Кривцова, В.М.Терентьева — СПб.: ВСЕГЕИ, 1991.

**Порядок оформления статей, представляемых в журнал  
«Руды и металлы»**

**Настоящий порядок вводится с 2010 г. в соответствии с рекомендациями ВАК  
Министерства образования и науки Российской Федерации и унификацией для  
Научной Электронной Библиотеки (НЭБ)**

*Образец оформления статьи*

УДК.....

© А.С.Барышев, К.Н.Егоров, 2009

**О совершенствовании методики поисков перекрытых коренных источников  
алмазов**

**А.С.Барышев, К.Н.Егоров (Институт земной коры СО РАН)**

*Аннотация* (на русском языке, не более 5–7 строк).....  
.....  
.....  
.....  
.....  
.....

*Ключевые слова* (на русском языке, не более 5–7 слов).....  
.....

*Название статьи* (на английском языке, полужирным шрифтом)

*Фамилии авторов* (на английском языке, полужирным шрифтом)

*Аннотация* (на английском языке, не более 5–7 строк).....  
.....  
.....  
.....  
.....

*Key words* (не более 5–7 слов).....  
.....

*Контактная информация:* почтовый адрес, *e-mail* для переписки, телефон.....

ТЕКСТ СТАТЬИ (см. требования к авторам статей).....

## Журнал «Руды и металлы»

**Публикует** материалы по прогнозу, поискам, оценке и разведке месторождений. Прогрессивным технологиям геологоразведочных работ, переработке и анализу руд алмазов, золота, серебра, платиноидов, меди, свинца, цинка, никеля, кобальта и других полезных ископаемых. Мониторингу минерально-сырьевых ресурсов; геолого-экономической оценке месторождений, конъюнктуре минерального сырья. Инвестиционной привлекательности геологических объектов. Юридическим вопросам в сфере недропользования.

**Размещает рекламу** по вышеуказанным проблемам.

Расценки в дол. США с учетом НДС и оплатой в рублях по курсу ЦБ РФ на дату платежа:

Объем (полоса формата А-4)	Цветная	Черно-белая
1/1	200	50
1/2	100	25
1/4	50	10
Разворот на четыре полосы формата А-4	600	150

При повторных публикациях — скидки от 5 до 20%. На рекламу по заказам геологических организаций и высших учебных заведений устанавливаются *льготные расценки*.

**Может оперативно издать** целевой номер, посвященный вашему предприятию, фирме или ее продукции и услугам, а также малым тиражом брошюры, книги, программы семинаров, конференций, совещаний.

По всем вопросам обращаться по адресу: 117545, Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1

Телефон (495) 315 28 47

Факс (495) 315 43 47

E-mail: [rudandmet@yandex.ru](mailto:rudandmet@yandex.ru) для журнала «Руды и металлы»

**Подписка** принимается во всех почтовых отделениях связи по каталогу агентства «Роспечать». Периодичность — шесть номеров в год. Цена подписки на год 600 руб. без НДС (индекс 47 218).