

ISSN 0869-7175



Отечественная ГЕОЛОГИЯ



6/2003

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ЯКУТИИ

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

Учредители:

Министерство природных
ресурсов РФ

Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

6/2003

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: *И.Ф.Глумов, Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора), *В.А.Ерхов, В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев, Н.В.Милетенко, Л.В.Оганесян* (зам. главного редактора), *А.Ю.Розанов, Г.В.Ручкин* (зам. главного редактора), *Б.А.Соколов, В.И.Старостин*

Редсовет: *А.Н.Барышев, Э.К.Буренков, В.С.Быкадоров, Г.С.Вартанян* (председатель редсовета), *В.И.Ваганов, Н.Н.Ведерников, А.И.Жамойда, А.Н.Золотов, М.М.Константинов, Т.Н.Корень, Л.И.Красный, Н.К.Курбанов, Н.В.Межеловский, И.Ф.Мигачев, В.М.Питерский, В.Ф.Рогов, Е.И.Семенов, В.В.Семенович, В.С.Сурков, В.А.Ярмолюк*

МОСКВА

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Амузинский В.А.

Геоисторический анализ рудообразования в Верхоянской металлогенической провинции.

Алпатов В.В.

Зональность вкрапленного оруденения Нежданинского золоторудного месторождения.

Анисимова Г.С.

Микроминералогия Широкинского золоторудного узла (Сетте-Дабан, Якутия)

Костин А.В.

Зональность золото-медного месторождения Аркачан (Западное Верхоянье)

Блинов А.А.

Строение дифференцированного аллювия в зонах концентрации мелких и тонких частиц золота

ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

Трунилина В.А., Зайцев А.И., Орлов Ю.С., Иванов А.И.

Петрогенетические особенности магматических пород Депутатского рудного поля.

Зайцев А.И.

Рубидий-стронциевый возраст и источник жильного материала в оловорудных проявлениях месторождения Иллингас (Дербеке-Нельгесинская рудная зона, Восточная Якутия)

Барашков Ю.П., Алтухова З.А.

Распределение алмазов в вертикальном разрезе кимберлитовых трубок Удачная-Западная и Удачная-Восточная (Якутия).

Олейников О.Б., Бикбаева Е.Е., Зайцев А.И.

Ксенолиты графитсодержащих метаморфических пород фундамента в кимберлитовых трубках Сытыканская и Комсомольская.

Шкодзинский В.С.

Происхождение океанических и субдукционных магм (модель глобального магматического фракционирования)

Сюндюков Ш.А.

Об источниках редких и редкоземельных элементов в отложениях Ленского бассейна

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Прокопьев А.В., Бахарев А.Г., Торо Х., Миллер Э.Л., Хоуриген Дж.К., Думитру Т.А.

3 Среднепалеозойский окраинно-континентальный магматизм и мезозойские метаморфические события зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна 57

15 **Оксман В.С., Ивенсен Г.В., Суздалова Н.И., Краев А.А.**

Геодинамические обстановки формирования позднепалеозойских—мезозойских пород Кулар-Нерского пояса и Иньяли-Дебинского синклинария 64

20 **Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.**

Динамика сейсмотектонических процессов в зоне сочленения Евразийской, Северо-Американской и Охотоморской плит (Северо-Восток Азии) 69

24 **Стогний Г.А., Стогний В.В., Бабкина Т.Г.**

Адыча-Тарынская золото-сурьмяная зона: геолого-геофизический аспект 75

30 **Третьяков Ф.Ф.**

Разломы Дарпир и Улахан: современная интерпретация. 78

Каскевич Г.Э.

Принципы и приемы структурно-геоморфологического районирования орогенных областей Восточной Якутии 80

Тарабукин В.П., Реймерс А.Н., Нефедова И.В.

Оценка эрозионного среза кимберлитовых трубок Накынского поля 84

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

44 **Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г., Кутыгин Р.В., Сивчиков В.Е.**

Модель формирования верхнепалеозойских отложений востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления 86

47 **Баранов В.В., Альховик Т.С.**

Конодонты родов *Gagievodus* Baranov et Alkhovik, gen. nov. и *Vjaloviodus* Gagiev в нижнем девоне Северо-Востока Азии 92

51 **Ермакова С.П.**

Модусы онто-филогенетических изменений и порядки рекапитуляции у бореальных раннетриасовых цератитов 97

55 Памяти Владимира Алексеевича Амузинского 100

Редакция: Р.В.Добровольская, Н.С.Рябова
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудрявцева

Подписано в печать 10.11.2003. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 1296.
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

Геоисторический анализ рудообразования в Верхоянской металлогенической провинции

В.А.АМУЗИНСКИЙ

Статья посвящена геоисторическому металлогеническому анализу Верхоянской провинции, выделенной Ю.А.Билибиным [5] и являющейся одной из крупнейших и перспективных в России на выявление коренных месторождений Au, Ag, Sn, W, Mo, Sb, Pb, Zn и др. Провинция рассматривается автором в пределах Верхоянской складчатой системы (ВСС), современная структура которой сформировалась в позднемезозойское время (рис. 1). Вопросы геохронологии рудных процессов ВСС ранее изучались Ю.А.Билибиным, С.С.Смирновым, П.И.Скорняковым, Л.В.Фирсовым, Ю.П.Ивенсенем, В.И.Шликерманом, Н.А.Горячевым, Л.М.Парфеновым, Г.Н.Гамяниным, Н.И.Ненашевым, А.И.Зайцевым и многими другими. Наиболее детально изучено позднемезозойское оруденение, связанное с эпохой грандиозного гранитоидного магматизма. При этом установлено, что догранитоидное рудообразование имеет профиль Au-Pb-Zn; сингранитоидное — W-Au-Bi-Cu, Ag-Sn-Pb-Zn, Au-Sb-Ag-Pb, послегранитоидное — Au-Sb-Hg-W-Se. Рудоносные эпохи более раннего возраста (от протерозоя до раннего мезозоя) исследованы значительно слабее, недостаточно выяснена также эволюция главных эндогенных процессов ВСС как подвижной окраины Сибирского континента.

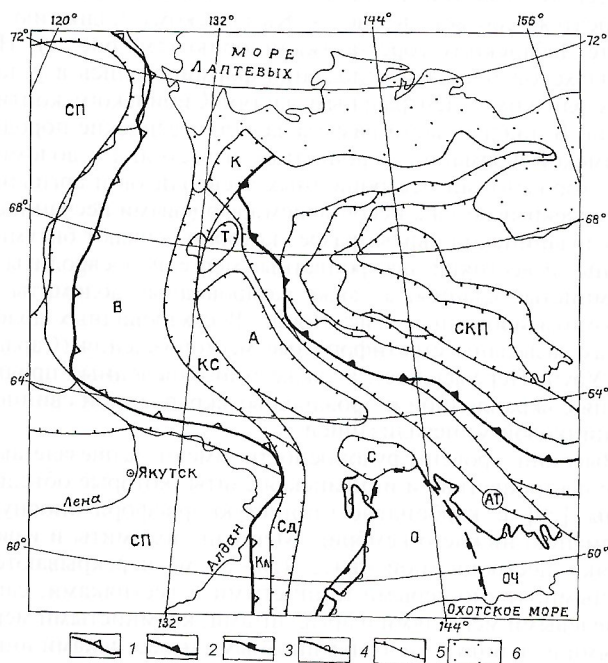


Рис. 1. Схема тектонического районирования Верхоянской складчатой системы. Составлена с использованием данных [8, 20]:

границы: глобальные структуры — краевые надвиги: 1 — Верхоянский, 2 — Яно-Индигоирский; ВСС — Сибирская платформа (СП), структуры Колымской петли (СКП); 3 — Охотский массив (О); 4 — Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧ); 5 — региональные структуры, в т.ч. ВСС: Верхоянский (В) мегантиклинорий, Сетте-Дабанский (Сд) горст-антиклинорий, Кыллахское (Кл) поднятие, Кулар-Сетте-Дабанская (КС) зона сложных складок и шарьяжей; внутренние погребенные поднятия: Адычанское (А), Куларское (К), Сунтаро-Лабынскское (С), Тыкахское (Т), Адыча-Тарынский разлом (АТ); 6 — впадины с кайнозойскими отложениями

При геоисторическом металлогеническом анализе первостепенным является создание системной классификации рудных объектов геотектонических областей. Главные классификационные единицы, принятые автором, — рудная формация и рудный комплекс. Под рудной формацией подразумеваются группы месторождений, характеризующиеся сходными по составу, повторяющимися в определенной последовательности минеральными ассоциациями, образовавшимися в близких геологических условиях независимо от времени возникновения [14]. К рудному комплексу, наиболее крупной классификационной единице, вслед за Ю.А.Билибиным [5], отнесены группы месторождений разного формационного типа, объединенные в естественное природное сообщество, близкие по времени формирования, связанные с единой рудоконтролирующей структурой и приуроченные к одному этапу тектонического развития.

Верхоянская складчатая система — крупнейший тектонический элемент на западе Верхояно-Чукотской складчатой области, сопряжена с восточной границей Сибирской платформы. На северном и южном флангах ВСС складки субмеридионального простирания, в центральной части их оси ориентированы в северо-западном и субширотном направлениях. Поэтому в плане ВСС представляет собой гигантскую S-образную дугу общей протяженностью не менее 1800 км при наибольшей ширине до 600 км. Для металлогенического анализа данной системы особое значение имеют результаты палеотектонических реконструкций [11, 24]. Это сведения о присутствии на территории Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса фрагментов островодужных комплексов позднепалеозойской — раннемезозойской Кони-Тайгоносской и позднелюрской — раннемеловой Удско-Мургальской дуг, а также данные об относительно статичном положении геоблоков Сибирской платформы и «структур Колымской петли», начиная со среднего девона.

В геологическом разрезе ВСС и прилегающей территории выделяется восемь структурных этажей, рассматриваемых в ранге тектонических мегакомплексов [29, 30]. Мегакомплексы кристаллического фундамента обнажены только на Охотском массиве. Рифей-среднепалеозойские образования представлены существенно карбонатными отложениями с незначительным количеством хлоритослюдистых сланцев, кварцитов и вулканитов разного состава в краевых горст- и мегантиклинориях ВСС. Верхнепалеозойские и мезозойско-кайнозойские песчано-алевролитовые отложения (верхоянский терригенный комплекс) распространены на большей части ВСС. Мел-палеогеновые формации, сложенные вулканогенно-осадочными и эффузивными породами, известны в небольших впадинах.

В пределах ВСС наблюдается асимметричная региональная зональность поперечного (сильно выражена) и продольного (слабо выражена) типов. Зональность проявлена в полосовидном размещении в структурах первой категории разновозрастных структурно-формационных комплексов, которые омолаживаются с запада на восток и с севера на юг. Системы складчатых структур второй категории сопряжены с внутренним строением и границами крупных структур. Наиболее крупные и протяженные

складки развиты в сводовой части Верхоянского мегантиклинория (см. рис. 1); брахиформные складки, сундучные антиклинали и щелевидные синклинали распространены в центральной части (в области Адычанского и других поднятий); мелкие складки с невыдержанным простиранием осей установлены в восточной части ВСС. Главенствующие рудоуправляющие структуры — разломы. Они имеют разнообразную морфологию, размеры, возраст и длительность развития. В центральной части ВСС преобладают поперечные разломы с восток-северо-восточной и субширотной ориентировкой, выраженные зонами трещиноватости и мелкими нарушениями, флексурами, S-образным изгибом осей складок, свитами даек, штоков и мелких массивов магматических пород. Все это подтверждает представления Н.И.Ларина [18] о том, что поперечные структуры синклинальной зоны — связующие звенья для краевых разломов западной и восточной продольных систем. Большинство крупных разломов ВСС являются дожившими и в значительной мере унаследованными.

При геосторическом изучении рудообразования ВСС нами использовано понятие металлогенической периодизации [14] как эквивалента геолого-исторической периодизации и выделено 5 металлогенических эпох, которые разделены на этапы (табл. 1). В целом, металлогенические эпохи типичны для золотоносных провинций с оруденением халькофильного и литофильного рядов. Как и в других регионах, на территории ВСС наблюдается увеличение масштаба продуктивности эндогенных процессов от древних к молодым. Металлогеническое районирование ВСС выполнено по эпохам и этапам геологической истории развития тектонических мегакомплексов и комплексов. Металлогенические зоны и районы выделены в границах рудоносных региональных тектонических элементов земной коры, образующихся или активизирующихся в эпоху минералообразования. Картографической основой для выделения металлогенических зон и районов ВСС служили схемы тектонического строения мегакомплексов, на которых изображена структура геологических тел в контурах их современного распространения как на дневной поверхности, так и под более молодыми мегакомплексами [25].

Рифейская металлогеническая эпоха. Минерализация этого возраста распространена в терригенно-карбонатных и карбонатных комплексах, в составе которых постоянно присутствуют вулканогенные образования. Наиболее древнее оруденение ВСС представлено позднепротерозойскими стратиформными рудопоявлениями. В структурах Кыллахского поднятия (см. рис. 1) в средне-позднерифейских отложениях постоянно отмечаются медная и свинцово-цинковая минерализация. Основные черты эволюции рудогенеза на данной площади наиболее полно рассмотрены А.Е.Соболевым [23]. В целом рудная минерализация имеет халькофильную и сидерофильную геохимическую специализацию и связана с магматическими образованиями основного состава и рифтогенными процессами. Золото-серебряная минерализация вулканогенного типа выявлена [6] на Охотском поднятии в Кухтуйском блоке, который может рассматриваться в качестве наиболее ранней региональной палеотектонической вулканоплутонической системы, периодически возрождающейся при последующих геодинамических процессах. Это подтверждается развитием магматических ассоциаций раннекембрийского, позднекембрийского—раннекембрийского и ордовикско-силурийского возрастов. В позднем мезозое—палеогене данная система представлена вулканоплутоническим Охотско-Чукотским комплексом. Исходя из изложенного, можно допустить, что в пределах Охотского поднятия оруденение рифейской эпохи распространено более широко, но его часто ошибочно относят к позднекембрийской эпохе.

Своеобразные минералого-геохимические особенности имеет стратифицированное оруденение Биякчанской зоны разломов Южного Верхоянья. Рудопоявления здесь впервые были обнаружены и отнесены к раннепротерозойским отложениям В.С.Когеном с коллегами [13]. Позднее Э.И.Кутырев с соавторами [17] установили, что рудоносные уровни позднекембрийского возраста. Рудные минералы, представленные в основном пиритом и халькопиритом, образуют рассеянные вкрапленники в песчаниках и мелкие зерна в кварцевых и кварц-карбонатных прожилках. Кроме Cu (до 1%) в рудах обнаружены Zn, Pb, Bi, Ag и Mo; в прослоях пиритсодержащих филлитов, гематитовых песчаниках и базальных конгломератах меденосных горизонтов — Au.

Систематизация накопленных сведений по рудоносности фрагментов рифейских тектонических структур, обнаженных на уровне современного эрозионного среза, позволяет для рифейской эпохи выделить пять металлогенических систем (рис. 2). Оруденение Соболевской и Юдомо-Майской металлогенических зон сопряжено с рифтовыми структурами, основная часть которых погребена под молодыми комплексами. Эндогенная минерализация Полоусненского и Верхне-Колымского металлогенических районов локализована в области образований плитного комплекса. В границах Охотского поднятия нами выделен одноименный металлогенический район с оруденением порфирового типа.

Венд-среднепалеозойская металлогеническая эпоха разделена на два этапа — венд-раннепалеозойский и среднепалеозойский. Рудовмещающие породы наиболее детально изучены В.А.Ян-жин-шином [29] в структурах хр.Сетте-Дабан, на территории которого выделены Кыллахская и Томпо-Юдомская области с различным режимом тектонического развития. В современных классификациях они относятся, соответственно, к Кыллахскому поднятию и Сетте-Дабанскому горст-антиклинорию (см. рис. 1). На Кыллахской площади отложения формировались в условиях близких к центральным частям Сибирского континента. В нижней части разреза залегают вендские породы юдомской формации: сероцветные известняки и доломиты с горизонтами пестроцветных алевролитов и аргиллитов перекрываются с несогласием кварцевыми песчаниками сардининской свиты, разрез которой венчают битуминозные известняки, пестроцветные мергели, алевролиты и кремнистые сланцы, а также сахаровидные доломиты и доломитизированные известняки. В сахаровидных доломитах разведаны стратиформные месторождения (Сардана, Уруй, Перевальное), а также многочисленные проявления в вкрапленной и прожилково-вкрапленной свинцово-цинковой минерализацией.

Высокий уровень рудоносности имеют вышележающие пестроцветная и иниканская свиты, которые объединены [29] в карбонатно-глинистую фосфоритоносную формацию нижнего кембрия. Мергели, доломиты и известняки пестроцветной свиты (20—80 м) перекрываются черными, темно-серыми глинистыми известняками, сапропелевыми мергелями и аргиллитами, кремнистыми мергелями и силицитами, битуминозными известняками иниканской свиты (от 25 до 150 м). По характеру развития желваковых фосфоритов, высокой кремнистости и насыщенности пород глинистым (вулканогенным?) материалом, значительному содержанию битумного вещества можно предполагать промышленную рудоносность иниканской свиты на фосфор, платиноиды и золото. Аналогичные месторождения известны в Китае и других регионах.

Особого внимания заслуживает металлоносность усть-майской известняковой формации среднего кембрия, представленной тонкослоистыми пестроцветными мергелями, известняками, аргиллитами, кремнисто-доломито-

1. Металлогенические эпохи, рудные комплексы и формации Верхоянской складчатой системы

Эпоха	Этап	Геодинамическая обстановка	Рудный комплекс	Рудная формация	Типовые месторождения (м.) и проявления (п.)
Позднеме- ловая—па- леогеновая	Позднемеловой— палеоценовый	Рифтогенез рассеянный, послеороген- ный	Кючюсский золото-сурьмяно- ртутный (Au, Sb, Hg, As, Rb)	Золото-сурьмяно-ртутная	Кючюсское (м.) Урасалахское (п.)
				Золото-сурьмяная	Сарылахское (м.) Сентачанское (м.)
				Золото-ртутная	Тас-Юрях (м.) Звездочка (п.)
Позднеме- зозойская	Меловой	Ороген-позд- неколлизий- ный	Охотский порфировый (Au, Ag, Mo, Sn, Te, Sb)	Золото-молибденовая	Якутское (м.) Дезунья (п.)
				Золото-серебряная	Купольное (м.)
				Серебро-полиметаллическая	Мангазейское (м.)
				Олово-полиметаллическая	Алтайское (п.)
				Касситерит-силикатная	Кутинское (п.)
				Касситерит-силикатно-сульфидная	Хороньское (п.) Аномальное (п.) Илинтасское (м.)
	Касситерит-кварцевая	Эге-Хайское (м.) Кестерское (м.) Хонорское (п.)			
	Позднеюрский— раннемеловой	Ороген-ранне- коллизийный	Нежданинский редкометалльно- кварцевый (Au, Ag, W, Sn, Cu, Bi)	Золото-сульфидно-кварцевая	Нежданинское (м.) Солурское (п.) Мастахское (п.)
				Золото-скарновая	Агылкинское (м.) Джетанья (п.)
				Касситерит-сульфидная	Эрикагское (п.) Джуптаганское (п.)
Позднепа- леозой- ская—сред- немезозой- ская	Среднеюрский (предоксфорд- ский)	Подвижная континенталь- ная окраина	Аллах-Юньский малосульфидный золото-квар- цевый (Au, Ag)	Малосульфидная золото-кварцевая	Юрское (м.) Буларское (м.) Талалахское (п.)
	Позднетриасо- вый	Подвижная континен- тальная окраина	Орулганский убогосульфидный золото-квар- цевый (Au)	Убогосульфидная золото-кварцевая	Анна-Эмяксин (п.) Абылачан (п.) Дьянди (п.)
			Нерский золото- стратиформный (Au)	Золото-колчеданно-кремнистая	Послушный (п.) Проходной (п.)
	Раннекаменно- угольный—ран- нетриасовый	Подвижная континенталь- ная окраина	Унгуохтахский (Cu)	Медистых песчаников	Унгуохтахское (п.)
			Менкеченский (Pb, Zn, Cu)	Колчеданно-полиметаллическая	Менкеченское (п.)
			Хатыннахский (Pb)	Кремнисто-колчеданная	Южное Верхоянье (п.)
	Венд— среднепа- леозойская	Среднепалео- зойский	Рифтогенез подвижной континен- тальной окраины	Куранахский (Pb, Zn)	Кремнисто-колчеданная
Курпанджинский (Cu)				Медистых песчаников	Курпанджинское (м.) Ага-Куканское (п.) Джалкан (п.)
Сегеняхский (F, Zn)				Медистых базальтов	Россомаха (п.) Сегенях (п.)
				Флюорит-сфалерит-калишпат- доломитовая	Чугучан (п.)
				Барит-полиметаллическая	

Эпоха	Этап	Геодинамическая обстановка	Рудный комплекс	Рудная формация	Типовые месторождения (м.) и проявления (п.)
Венд—среднепалеозойская	Венд—раннепалеозойский	Пассивная (север) и подвижная (юг) континентальная окраина	Саккырырский стратиформный (Au, Cu) Чайский (Pb, Zn, Cu)	Медистых песчаников	Курунгское (п.)
			Иниканский стратиформный (P, Pt, Au, Ag, Mo) Сарданинский (Pb, Zn, Ge)	Колчеданно-полиметаллическая	Лосевое (п.)
				Медистых песчаников	Южное Верхоянье
				Мансфельдских сланцев	
			Горноозерский (TR, алмаз)	Галенит-сфалеритовая	Сардана (м.) Уруй (м.)
			Юкандинский (Pb, Zn, Cu, Ag, Cd, Ge, As)	Щелочно-ультраосновных массивов и карбонатитов	Горное озеро (п.)
				Галенит-сфалеритовая	Прогнозное (п.) Корбинское (п.) Джанкы (п.) Туостях (п.)
				Медистых песчаников	Суордахское (п.)
Рифейская	Средне-позднерифейский	Пассивная континентальная окраина	Комуйский (Cu)	Медистых базальтов	Боронг (п.)
			Кунтыкахский порфировый (?) (Cu, Au, Ag)	Медистых песчаников	Боронг (п.)
				Золото-серебряная	Боронг (п.)
			Сахаринский (Cu)	Медистых песчаников	Сахаринские (п.)
			Лахандинский (Zn, Ba, F, Pb)	Сфалерит-сидеритовая	Саларское (п.)
				Барит-флюорит-полиметаллическая	Южное Верхоянье
			Керпыльский (Cu, Pb, Zn, F)	Медистых песчаников	Горнотай (п.)
				Галенит-сфалеритовая	Мускольское (п.)
				Барит-флюорит-полиметаллическая	Рябинка (п.)
			Аимчанский (Cu, Pb, Cd, Ag, Ge)	Медистых песчаников	Димское (п.)
				Галенит-сфалеритовая	Светлинское (п.)
	Раннерифейский	Пассивная континентальная окраина	Белоречинский (Cu)	Медистых песчаников	Светлинское (п.)
			Хандинский (Cu, Ag, Pb)	Медистых песчаников	Перекатное (п.)
				Серебро-свинцовая	Пионерское (п.)

выми мергелями. В разрезе нижней части формации (чайская свита) обнаружены [25] прослои медистых мергелей, в породах верхней части (устьмайская свита) — колчеданно-полиметаллическая минерализация. На Кыллахской площади в верхней части начарской свиты отмечены прослои грубозернистых песчаников с обильными вкраплениями халькопирита и содержанием Cu до 2%, а в пестроцветных гравелитах установлено золото [29]. Вкрапленно-прожилковое стратиформное золото-медное оруденение выявлено в вулканогенно-осадочных отложениях саккырырской свиты нижнего ордовика в центральной части Томпо-Юдомской площади [3, 4].

Ранневендские кремнисто-щелочные (трахитовые) лито-витрокластические туфы обнаружены [10] в сарданинской свите в районе месторождения Сардана. Они сопровождаются туфоалевролитами, туфосилицитами, туфоломитами и кремнисто-карбонатными породами. Туфо-

генный материал ультракалиевого состава ($K_2O=10,2-15,6\%$). Вендский также начальный этап образования массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (горноозерский комплекс). Синхронно проявлялись дайки базальтоидных туфов и пепловые туфы андезитового состава [29]. Вендские силлы и дайки (последние перекрываются с разрывом устьюдомской свитой) диабазов, диабазовых порфиров и кварцевых диабазов отмечены [23] в зоне Бурхалинского глубинного разлома. Предполагается образование в венде алмазоносных магматических комплексов [2].

Поздневендские—раннекембрийские покровы трахибазальтового состава и силлы трахидолеритов обнаружены на западном крыле Хараулахского антиклинория, т.е. в северной части Верхоянского мегантиклинория (см. рис. 1). Здесь же выявлены признаки активного кислого вулканизма, представленные обломками ультракалиевых рио-

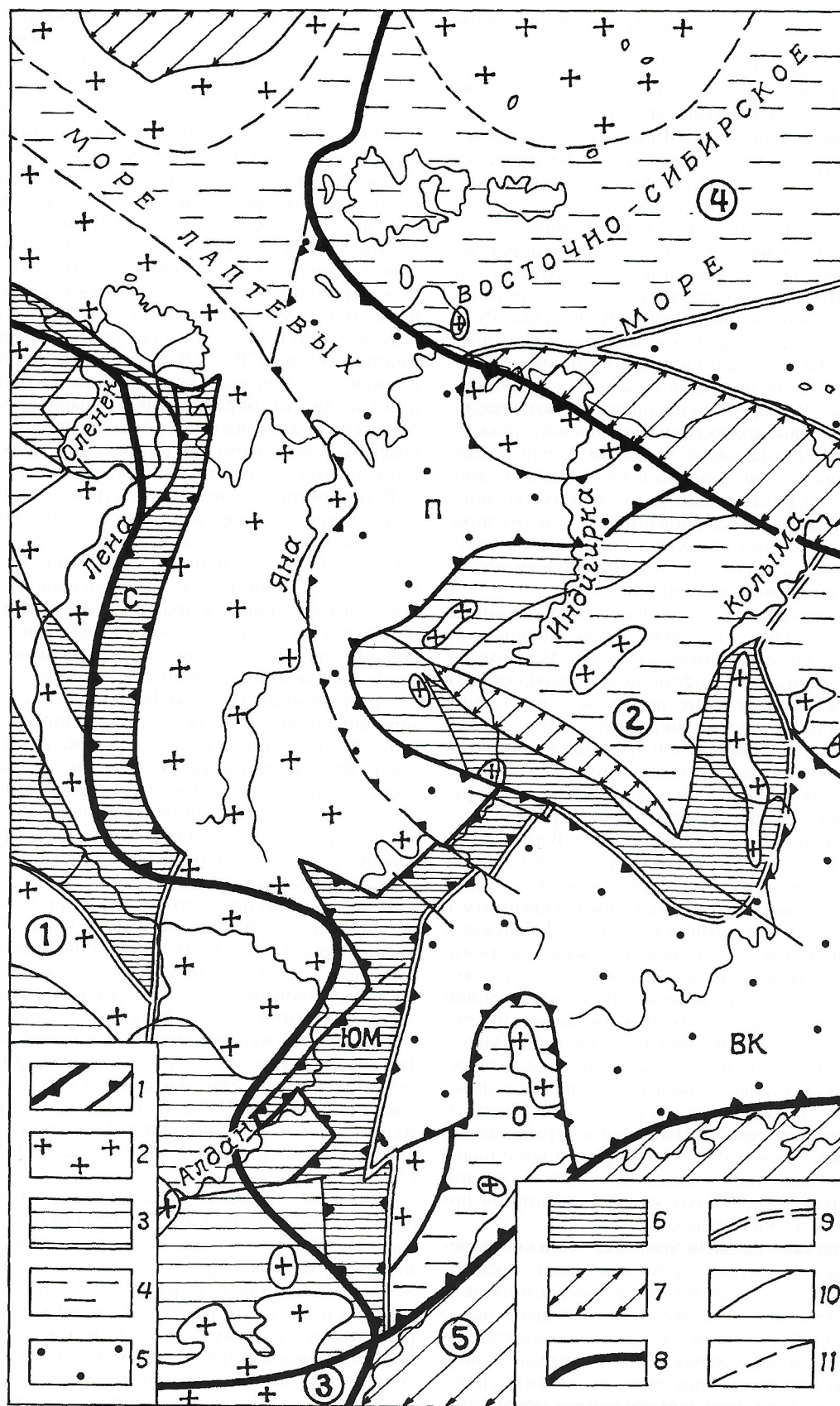


Рис. 2. Схема рифейских металлогенических зон и районов Верхоянской складчатой системы:

1 — границы металлогенических систем: Соболевская (С) и Юдомо-Майская (ЮМ) зоны с барит-полиметаллическим, свинцово-цинковым и медным оруденением; Полоусненский (П) и Верхне-Колымский (ВК) районы с полиметаллическим оруденением; Кухтуйский (О) район с порфировым оруденением; тектоническое районирование по [9]: 2 — выступы карельского и докарельского основания; тектонические комплексы байкальского мегакомплекса: 3 — плитный, 4 — прерывистый плитный, 5 — предположительно плитный в мезозойской складчатой области, 6 — рифтовый, 7 — зоны последующей тектонической деструкции; границы: 8 — границы тектонических областей (цифры в кружках): 1 — Северо-Азиатский кратон, 2 — Верхояно-Колымская, 3 — Джугджуро-Становая складчатая, 4 — Новосибирско-Чукотская, 5 — Кони-Тайгоноская; 9 — мегаблоки: 10 — установленные, 11 — предполагаемые

литов в конгломератах, установлена стратиформная свинцово-цинковая минерализация [9].

Начало среднепалеозойского металлогенического этапа связано с формированием стратифицированного флюорит-сфалеритового и гидротермокарстового барит-полиметаллического оруденения [16]. Минерализация соответствует позднесилурийским магматическим породам, для которых характерны дайки габбро-диабазов, дайки и штоки сиенитов и щелочных сиенитов, выявленных в северной части Сетте-Дабанского горст-антиклинория.

В пределах Сетте-Дабанского горст-антиклинория относительно молодой возраст (средний девон—ранний карбон) имеют многочисленные проявления меди, среди которых наиболее изучено месторождение Курпанджа. Руденосный уровень сложен осадочно-вулканогенными породами с сильными фаціальными изменениями, разной степенью распространения покровов базальтов с повышенной щелочностью. В разрезе толщ присутствуют красноцветные и эвапоритовые отложения. Вкрапленно-прожилковая медная минерализация в базальтах Сетте-Дабана распространена достаточно широко и представлена самородной медью и сульфидами меди, вкрапленники которых отмечаются в наиболее прокварцованных и эпидотизированных частях базальтовых тел. Как и в венд-раннепалеозойское время в среднем палеозое оруденение формировалось в обстановке окраины континента.

В целом, для венд-среднепалеозойской эпохи типичны унаследованные от рифея и все более разрастающиеся на площади ВСС сложные рифтовые системы. Максимальное проявление процессов рифтогенеза наблюдалось в среднем палеозое. Дивергентные процессы, характерные для рифей-среднепалеозойских рифтовых систем, происходили в пределах активной южной границы Сибирского континента. В соответствии с палеотектоническими построениями [25], нами выполнен анализ размещения рудодносных образований и выделены венд-среднепалеозойские металлогенические системы (рис. 3). Вдоль западной границы ВСС — это Чекуровская (на севере) и Кылахская (на юге) металлогенические зоны со свинцово-цинковым и медным оруденением, локализованным в плитном (платформенном) комплексе. Сетте-Дабанская и Моно-Полоусненская металлогенические зоны с медным, золото-медным, флюоритовым (с цинком), колчеданно-полиметаллическим и редкоземельным оруденением связаны с палеоструктурами, сложенными миогеосинклинальным комплексом (глубоководный шельф). Западно-Верхоянский, Юдомский и Адычанский металлогенические районы со свинцово-цинковым и медным оруденением охватывают сложную палеоструктуру с плитным (платформенным) комплексом. Охотский и Верхнеколымский районы характеризуются золото-серебряным и полиметаллическим оруденением, локализованным в плитном комплексе, переработанном в различной степени при последующих тектонических процессах.

Позднепалеозойская—среднемезозойская металлогеническая эпоха охватывает интервал времени от раннего карбона до поздней юры, что соответствует формированию верхоянского терригенного комплекса, занимающего около 90% площади ВСС. В этот период сохраняется относительно устойчивый режим осадконакопления в пределах разных палеофациальных зон рассматриваемой складчатой системы. По изменению тектонического режима и оруденения во времени выделено четыре металлогенических этапа.

В карбоне—раннем триасе проявлен унаследованный характер развития региона. Так, например, продолжают тектонические процессы со стороны Тихоокеанской плиты [9], при которых в предшествующие эпохи образовались многочисленные рифтовые системы. В конце раннего карбона они преобразовались в огромный эпиконтинентальный морской бассейн, охватывающий полностью

территорию ВСС. В начале этапа формируется колчеданная минерализация (хатынахский комплекс). В поздней перми, особенно в южных частях ВСС, наблюдались проявления колчеданно-полиметаллической минерализации стратифицированного типа. Сульфидная вкрапленность обычно связана с песчаниками и алевролитами менкеченской, чамбинской и дулгалахской свит.

Обособленное положение в структурах данной системы занимают покровы диабазов раннетриасового возраста, которые известны в пределах трех крупных полей, сопряженных с Западно-Верхоянским краевым швом. При детальном изучении пород установлено [12], что они относятся к переходным между океаническими и континентальными толечитовым базальтам. С покровами тесно связаны туфопесчаники и туфоалевролиты, образующие пачки мощностью до 170 м. В туфогенных породах в долине р.Собопол установлен повышенный уровень концентрации Cu, Ag, Au. Вкрапленники сульфидов меди и свинца отмечались повсеместно в области Западно-Верхоянского краевого шва в пермских и базальных триасовых отложениях, насыщенных туфогенным материалом.

В поздне триасовый этап в структурах ВСС, по мере приближения к современным системам Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, отмечается возрастание вулканической деятельности. Наиболее выражено это в изменении мощности поздне триасовой толщи: в мульдах конседиментационных прогибов она достигает 2—3 км, а на поднятиях сокращается до нескольких десятков метров, что связано с активной вулканической деятельностью вдоль проявившихся крупных разломов.

Среднеюрский (предоксфордский) этап рудообразования характеризуется тремя главнейшими особенностями (рис. 4): 1) формированием современного структурного плана ВСС и прилегающих областей; 2) развитием даек и малых интрузивов диоритовых порфиритов и диоритов, которые часто пространственно совмещены с комплексами малых интрузивов габброидов и лампрофиров; 3) образованием многочисленных месторождений малосульфидной золото-кварцевой формации.

В целом в позднепалеозойско-среднемезозойскую эпоху произошел коренной перелом в масштабе и характере рудных процессов: 1) стратифицированное и гидротермокарстовое сидеро- и халькофильное оруденение сменилось формированием мощных кварцево-жильных убого- и малосульфидных систем; 2) на фоне снижения активности базитового магматизма проявляется повсеместное развитие малых интрузий диоритовых порфиритов. Одновременно в области Сетте-Дабанского горст-антиклинория и в восточной части Южно-Верхоянского антиклинория образуются штоки (хамнинские) и дайки сиенитов, возраст которых по К-Аг данным оценивается в 195—186 млн.лет [29].

Сведения о наиболее раннем кислом магматизме приведены Л.В.Фирсовым [28]. Он предполагал наличие двух фаз (212±8 и 180±7,5 млн.лет) эффузивных, гиабиссальных и глубинных фаций гранитоидов с повышенной щелочностью. Вопрос о возрасте складчатости и магматизма ВСС и длительности времени их возникновения подробно рассмотрен в работах [7, 12, 20]. Концепция продолжительного формирования складчатых структур мезозойской Восточной Якутии разделяется многими исследователями. Спорными остаются лишь вопросы о продолжительности и наиболее активных этапах складкообразования. Вывод о среднеюрском этапе перестройки структурного плана на территории ВСС впервые был сделан А.В.Лейпшигом [19].

Особенности размещения оруденения на среднеюрском этапе показаны на рис. 4. Выделены три металлогенические зоны (Верхнеиндигирская, Иньяли-Дебинская и Аллах-Юнская) с малосульфидным золото-кварцевым оруденением, локализованным в породах миогеосинклиналь-

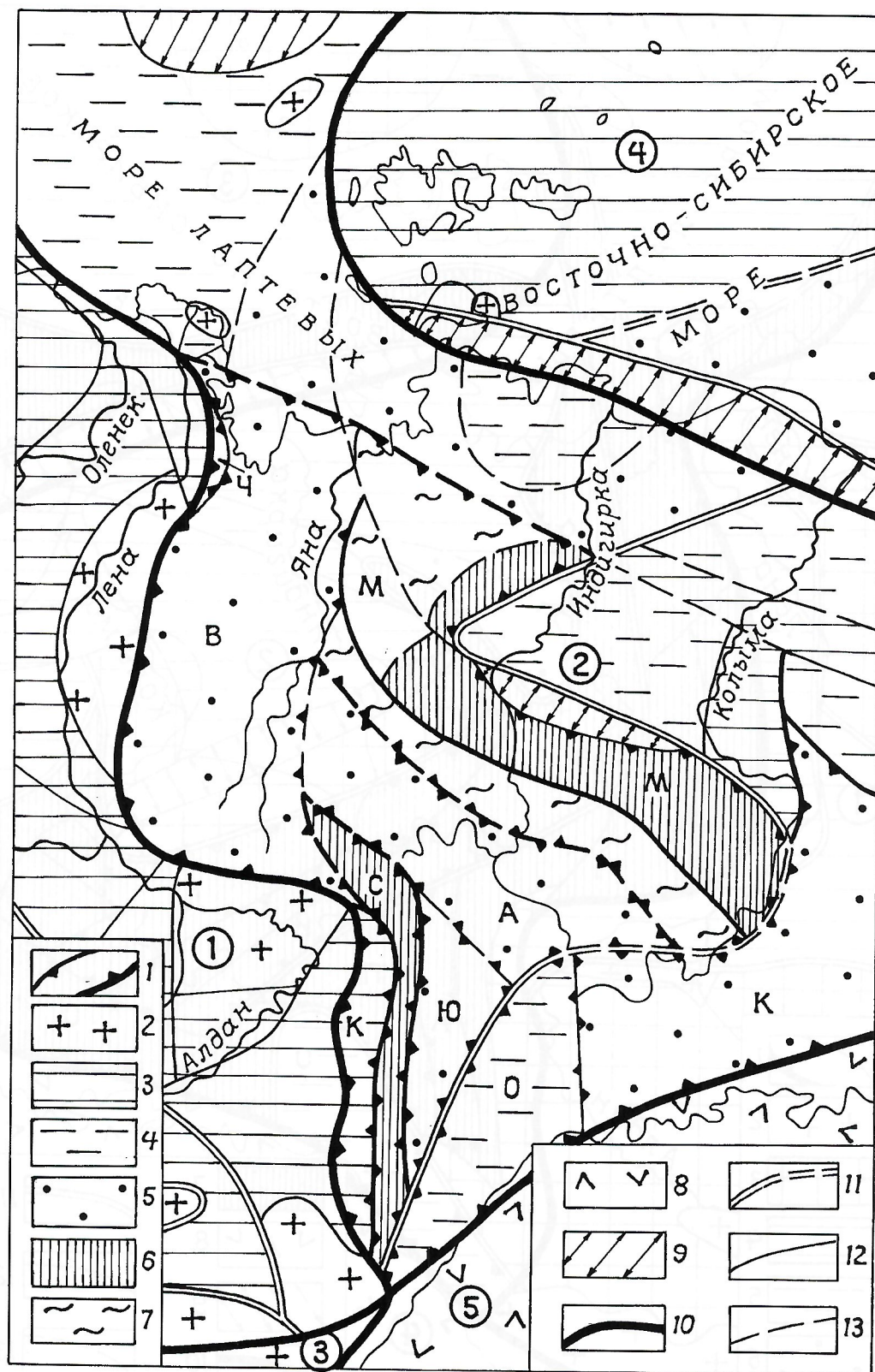


Рис. 3. Схема венд-раннепалеозойских металлогенических зон и районов Верхоянской складчатой системы:

1 — границы металлогенических систем: зоны с оруденением — Кылахская (К) и Чекуровская (Ч) со свинцово-цинковым и медным; Сетте-Дабанская (С) и Момо-Полоусненская (М) с медным, золото-медным, цинк-флюоритовым, колчеданно-полиметаллическим, редкоземельным; районы с оруденением — Адычанский (А), Западно-Верхоянский (В) и Юдомский (Ю) со свинцово-цинковым и медным; Охотский (О) и Верхнеколымский (К) с золото-серебряным и полиметаллическим; тектоническое районирование по [9]: 2 — выступы основания; платформенный (плитный) комплекс: 3 — выходящий на дневную поверхность, 4 — неглубоко погруженный и слабо переработанный, 5 — скрытый на большой глубине и сильно переработанный; 6 — выходящий на дневную поверхность или неглубоко погруженный, 7 — предполагаемый, скрытый на большой глубине и сильно термодинамически переработанный; 8 — предполагаемый океанический, скрытый на большой глубине и сильно термодинамически переработанный; 9 — зоны последующей тектонической деструкции; границы тектонических структур: 10 — областей (цифры в кружках) — 1 — Восточно-Сибирская платформенная область, 2 — Верхояно-Колымская система, 3 — Джугджуро-Становая область, 4 — Новосибирско-Чукотская система, 5 — Кони-Тайгоноская система; 11 — подобластей и мегазон, антеклиз, синеклиз, поднятий и впадин, 12 — зон, 13 — подзон

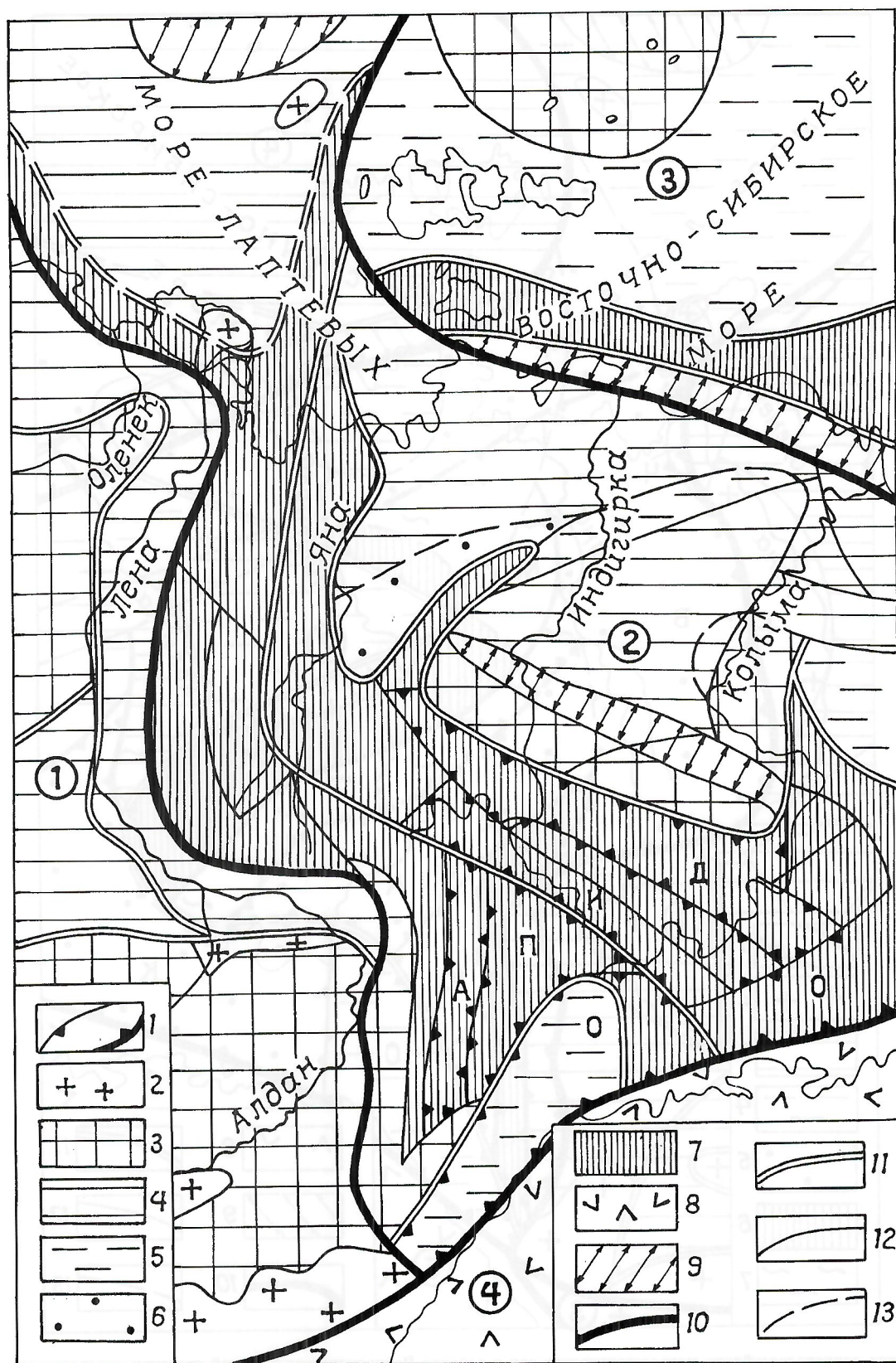


Рис. 4. Схема среднеюрских металлогенных зон и районов Верхоянской складчатой системы:

1 — границы металлогенных систем: зоны и районы с оруденением — Аллах-Юнская (А), Верхнеиндигирская (И) и Иньяли-Дебинская (Д) с малосульфидным золото-кварцевым, Приохотский (П) редкометалльно-кварцевым; Охотско-Омолонская (О) прогнозируемым вулканогенным; *тектоническое районирование* по [9]: выступы основания: 2 — карельского и докарельского метаморфического фундамента, 3 — байкальского, каледонского и нижнегерцинского комплексов; платформенный (плитный) комплекс: 4 — выходящий на дневную поверхность, погруженный на небольшую глубину и слабо переработанный, 5 — слабо переработанный, погруженный на небольшую глубину, но сохранившийся в локальных участках, 6 — погруженный на большую глубину и интенсивно переработанный; комплекс: 7 — миогеосинклинальный (субокеанический); 8 — эвгеосинклинальный (островодужный и океанический) комплекс; 9 — зоны последующей тектонической деструкции; границы тектонических структур: 10 — платформ и областей (цифры в кружках) — 1 — Сибирская платформа, 2 — Верхояно-Колымская область, 3 — Новосибирско-Чукотская область, 4 — Кони-Тайгоноская эвгеосинклинальная область, 11 — антеклиз, синеклиз, срединных массивов, геосинклинальных систем, мегазон, 12 — зон, блоков, 13 — подзон

ного (субокеанического) комплекса. В пределах Приохотского металлогенического района известно несколько проявлений с редкометалльно-кварцевым оруденением. В ранге Охотско-Омолонской металлогенической зоны прогнозируется оруденение вулканогенного типа, связанное с краевыми структурами Кони-Тайгоносской эвгеосинклинальной области.

Позднемезозойская металлогеническая эпоха (рис. 5) характеризуется образованием складчатого орогена, самым масштабным по интенсивности и распространению на площади, а также наиболее разнообразным относительно предшествующих эпох магматизмом среднего и кислого составов, низкой ролью основного магматизма, формированием современных структур Охотско-Чукотского вулканоплутонического комплекса, полиформационным гидротермальным оруденением.

Детальные исследования позволили установить, что эволюция магматических процессов в пределах продольных и поперечных тектоно-магматических зон различается. По данным В.А.Труниловой [27], в краевой части продольных поясов развиты позднеюрские—раннемеловые штоки диорит (тоналит)—плагิโอгранитного или диорит-гранодиоритового состава, которые относятся к известковой низкощелочной серии. Магматические расплавы формировались в области обводненных субстратов фемического профиля, а кристаллизация их происходила при высокой активности кислорода, воды и хлора. Образование крупных плутонов гранодиорит-гранитного состава, сопровождаемых малыми интрузиями гранит- и гранодиорит-порфиоров, лейкогранитов, которые отнесены к коровым палингенным известково-щелочным гранитоидам В.А.Трунилова связывает с последующим нарастанием орогенных процессов. С ними сопряжены оловянные (с золотом), серебро-оловянные (с золотом), сурьмяные и молибденовые типы оруденения. Наиболее молодым гранитам и лейкогранитам свойственна высокая обогащенность водой и фтором; с ними связано олово-редкометалльное оруденение (Sn, W, Ta, Nb).

Формирование орогенных структур ВСС характеризуется повсеместным развитием покровно-чешуйчатых систем разной ориентировки, что определяется мощнейшим сжатием региона. По представлениям Ю.М.Пушаровского [22] и Г.С.Гусева [8], тектоническая активность сопряжена с раскрытием океанических впадин в восточной части Ледовитого океана (150 млн.лет назад). Одновременно усиливаются тектонические процессы на границе Сибирского континента с Тихоокеанской плитой. В результате таких явлений ВСС оказалась в центре наибольшего и разностороннего напряжения. При этом относительное перемещение северных тектонических блоков происходило в юго-западном направлении, южных — в юго-восточном. Полнос изменении ориентировки напряжений в плане совпадает с Тарынской вулканоплутонической структурой. Неоднородное строение ВСС отразилось в характере возникающих новых структур. Вдоль границ блоков развивались линейные складчато-надвиговые зоны, а внутри блоков — поперечные и продольные линейные магматические зоны.

В рассматриваемую эпоху формируются сложные вулканоплутонические комплексы кислого, среднего и основного составов. В пределах лишь единичных рудных полей и узлов отсутствуют магматические образования, которые на этих площадях, по данным геофизики, располагаются обычно на глубине. Интенсивное развитие диоритовых и габбро-диоритовых даек и штоков на предыдущем этапе сменилось внедрением огромных объемов кислых магм. Глубина возникновения магматических очагов уменьшилась. При этом в областях плавления оказывались породы различного состава. Эволюция магматических процессов в раннемеловое (апт—альб)—позднемело-

вое время на территории ВСС предопределила повсеместное развитие золотоносных порфировых полисульфидно-кварцевых типов оруденения (Au-Mo, Au-Ag, Au-Cu, Au-Te и др.). Возрастная граница с предыдущим металлогеническим этапом может быть установлена очень условно, поскольку в разных частях региона она носит «скользящий» характер. С грандиозным импульсом позднеюрских—раннемеловых раннеорогенных магматических процессов связано внедрение огромных объемов магматических расплавов.

На рубеже 130—120 млн.лет отмечается значительное снижение интенсивности магматических процессов. Новый импульс магматической активности по результатам К-Ar датировок фиксируется в период от 110 до 90 млн.лет [12]. Среди массивов гранит-гранодиоритового состава в комплексах даек диоритовых порфиров и гранодиорит-порфиоров, а также лампрофиоров по К-Ag изотопному анализу выделено две возрастные группы: 160—120 и 110—90 млн.лет. В последнее время эти сведения подтверждены Ag-Ag методом, сделан вывод о двух этапах гранитообразования (143—120 и 106—95 млн.лет), разделенных эпохой резкого затухания интенсивности процесса — 119—107 млн.лет [26].

Главнейшая особенность меловых магматических процессов — развитие субвулканических и вулканических комплексов, особенно интенсивно проявившихся в структурах Охотско-Чукотского пояса. На его северном фланге массивы и дайки образуют вулканоплутонические зоны, прослеживающиеся на сотни километров во внутренние части складчатой области под прямым углом к основной структуре. На площадях Верхнеиндигирского и Южно-Верхоянского районов ВСС, пространственно сопряженных с Охотско-Чукотским поясом, развиты субвулканические массивы, экзрузии и дайки преимущественно высоко- и умеренноглиноземистых магматических пород. На остальной территории магматические образования этого этапа изучены очень слабо. В Западном Верхоянье к ним можно отнести Эндыбалский шток и связанные с ним дайки гранодиорит-порфиоров. Известны также близкие типы магматитов в области поперечных магматических зон.

На рис. 5 приведена упрощенная схема металлогенического районирования ВСС, поскольку более подробно этот вопрос был рассмотрен раньше [1]. Единой внешней границей отмечены сопряженные друг с другом Яно-Индигирская, Иньяли-Дебинская и Аллах-Юньская металлогенические зоны с редкометалльно-кварцевым оруденением, локализованным в структурах центральной и восточной частей ВСС. На юго-восточной окраине ВСС выделена Охотско-Чукотская металлогеническая зона с проявлениями редкометалльно-кварцевого и порфирового типов.

Позднемеловая—палеогеновая металлогеническая эпоха. Рудообразующие процессы альб-эоценового возраста в разных структурах ВСС проявились в Au-Sb-Hg рудных формациях. Отличительные черты оруденения данного и предшествующего этапов связаны с коренным изменением геологических процессов. Резко снизилась активность и сократились масштабы магматических процессов. Магматические породы, слагающие покровы, а также субвулканические дайки, по петрохимическому составу отвечают щелочно-базальтоидной формации и находятся между окраинно-континентальными и рифтовыми образованиями [9]. Отмечается повсеместное развитие даек габбро-монцитит-сиенитовой формации.

Тектонические процессы происходили в посторогенных условиях и формировали структуры внутриконтинентальных линейных зон тектонического скупивания и шарьяжирования, а также сводово-сбросовых рифтообразных впадин.

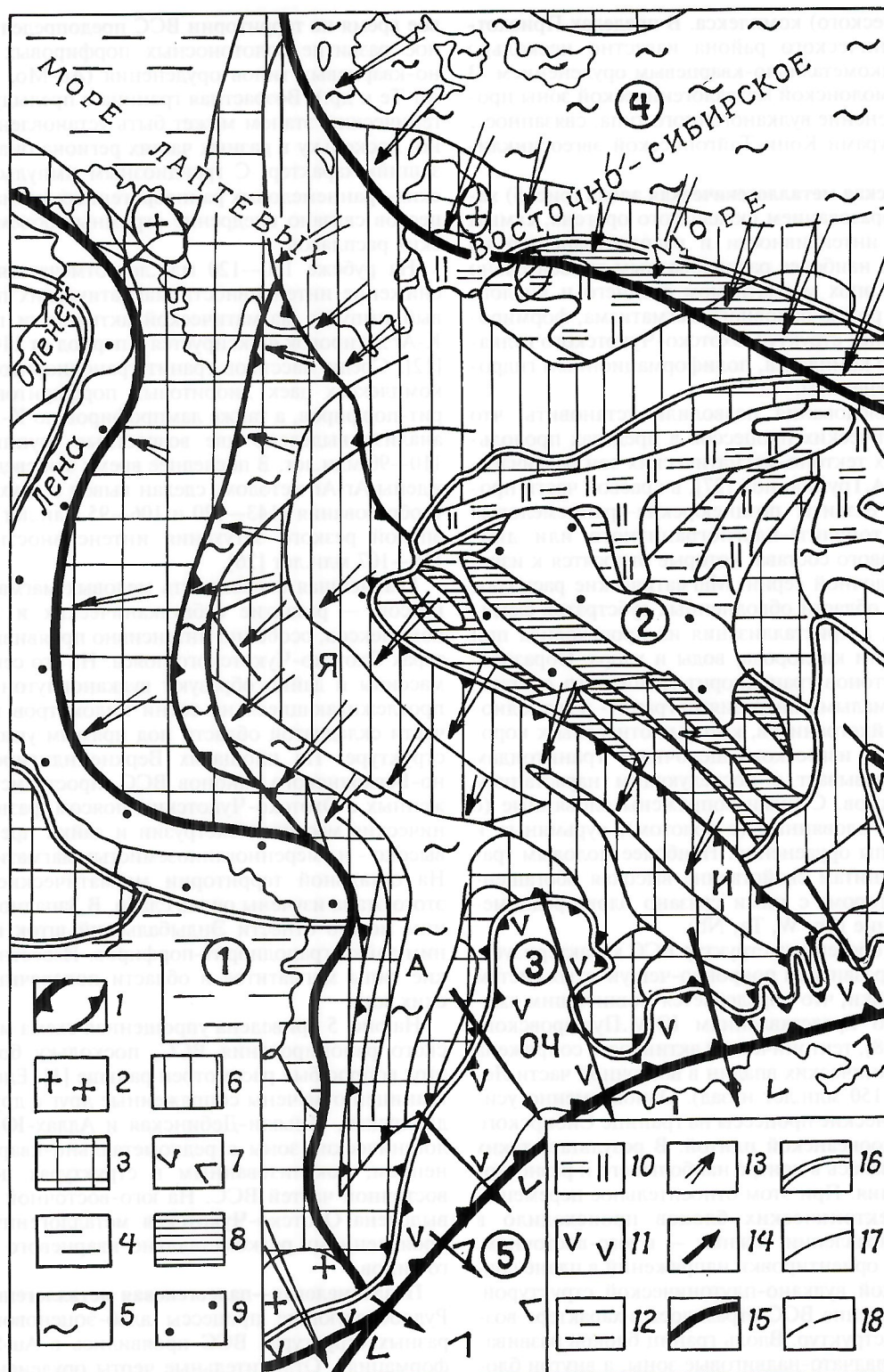


Рис. 5. Схема позднеюрских—раннемеловых металлогенических зон Верхоянской складчатой системы:

1 — границы металлогенических систем — зоны с оруденением: Аллах-Юнская (А), Иньяли-Дебинская (И) и Яно-Индибирская (Я) редкометалльно-кварцевым, Охотско-Чукотская (ОЧ) редкометалльно-кварцевым и порфировым; тектоническое районирование по [9]: выступы основания мегакомплексов: 2 — карельского и докарельского (метаморфический фундамент), 3 — байкальского, каледонского, нижнегерцинского и верхнегерцинского (нерасчлененные); тектонические комплексы мезозойского мегакомплекса: 4 — платформенный (плитный) нескладчатый, 5 — платформенный (плитный) складчатый, 6 — субокеанический (миогесинклинальный), 7 — островодужный (эвгеосинклинальный), 8 — рифтовый, 9 — протоорогенный (угленосная моласса краевых, предгорных и межгорных прогибов), 10 — протоорогенные образования внутриконтинентальных вулканогенных поясов, 11 — протоорогенные образования окраинно-континентального вулканогенного пояса, 12 — дейтероорогенный (угленосная моласса предгорного прогиба); направление движения тектонических блоков: 13 — внутриконтинентальных с поддвигом континентальной коры, 14 — окраинно-континентальных с поддвигом океанской коры; границы тектонических элементов и структурно-формационных районов: 15 — платформенных и складчатых областей (цифры в кружках): 1 — Восточно-Сибирская платформа, 2 — Верхояно-Колымская складчатая система, 3 — Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканогенный пояс, 4 — Новосибирско-Чукотская складчатая система Верхояно-Чукотской складчатой области, 5 — Кони-Тайгонская складчатая система; структур: 16 — надпорядковых (антеклизы, синеклизы, складчатые системы вулканогенных поясов и краевых прогибов), 17 — первого порядка (своды, впадины, зоны, мегантиклинории, мегасинклинории), 18 — второго—третьего порядков (депрессии, валы, антиклинории, синклинории, подзоны) и структурно-формационных районов

2. Схема последовательности формирования рудных комплексов Верхоянской провинции

Возраст		Тектонический режим			Типы магматических пород	Типы оруденения		
Период	Млн.лет	Окраинно-континентальное осадконакопление и рифтогенез	Складчатость и орогенез	Внутриплитный послеорогенный рифтогенез	Основные (О), кислые и средние (К), щелочно-базитовые (Щ)	Осадочные и гидротермокарстовые, связанные с основной магмой подкорового генезиса	Гидротермальные средние- и малоглубинные, связанные с кислой и средней магмами корового генезиса	Гидротермальные близповерхностные и малоглубинные, связанные с щелочно-базальтовой подкоровой магмой
Р	50							
	100							
К	150							
J	200							
T	250							
P								
C	300							
D	350							
S	400							
O	500							
Є	550							
PR	600							
AR	2500							

Литогенетические условия повсеместно приобрели континентальный характер. Осадочные отложения представлены терригенными, иногда угленосными толщами во впадинах, а также аллювиальными комплексами террас наиболее древних реликтов гидросети. В отложениях впадин значительную роль играет материал переотложенных каолинит-гидрослюдистых кор выветривания, которые развивались при образовании обширных площадных и линейных кор выветривания.

Начало этапа ознаменовалось интенсивным развитием горообразовательных процессов в системе современного хр.Черского [9]. К концу этапа территория превратилась в обширную слаборасчлененную равнину. Детальный металлогенетический анализ рудоносности ВСС в рассматриваемую эпоху был выполнен ранее [1]. Отмечено, что в структурах ВСС позднемеловой—палеоценовый этап по геодинамическому режиму соответствует континентальному рифтогенезу и характеризуется высокой интенсивностью и масштабностью гидротермальной деятельности. Золото-сурьмяно-ртутные (Au-Sb-Hg, Au-Sb, Au-Hg) месторождения выявлены во всех типах структур и самых разнообразных литостратиграфических комплексах.

В целом, важнейшие генетические параметры формирования руд на территории ВСС предопределены тектоно-магматическими процессами (табл. 2). На ранних этапах рудные комплексы проявляют отчетливую связь с окраинно-континентальными рифтовыми структурами и принадлежат к сидеро- и халькофильному геохимическим типам. Их образование и эволюция сопряжены с изначалью наиболее глубинными рудоносными флюидами. В последующую эпоху развития мезозойско-кайнозойского складчатого орогена и повышенной активности внутрикоровых магматических процессов, приведших к формированию грандиозных гранитоидных магматических комп-

лексов, глубинные флюиды преобразовывались под влиянием интрузирующих кислых магматических расплавов, обогащая литофильные системы глубинными сидеро- и халькофильными фазами. На последнем позднемеловом—палеоценовом этапе внутриплитного рифтогенеза и сдвиговых дислокаций роль литофильных гранитоидных систем значительно снизилась и постепенно ведущее место вновь приобрели рифтогенные рудоносные флюиды с более глубинным уровнем генерации.

Таким образом, металлогенетические образования ВСС — производные сложного сочетания тектонических, магматических, флюидогидротермальных и осадочных процессов. В прослеживаемый геосторический период эта система развивалась как подвижный окраинный блок Сибирского палеоконтинента. Важнейшие тектонические и магматические породы в центральной и северной частях ВСС связаны с рифтовыми и орогеническими процессами, южной — с образованиями активной континентальной окраины. В доаннекарбовое время магматизм проявился преимущественно в вулканических и субвулканических фациях, что объясняется незначительной мощностью и карбонатным составом осадочных комплексов рифея и нижнего палеозоя. Магматические расплавы при приближении к земной поверхности быстро остывали, отдавая тепло экзогенным системам. Активизировавшиеся трещинные и напорные артезианские подземные воды обогащались рудными компонентами эксталяционных магматических флюидов, что приводило к формированию стратиформных и гидротермокарстовых месторождений халько- и сидерофильного профиля. Наступление в раннем карбоне эпохи мощнейшего терригенного осадкообразования коренным образом нарушило эти процессы. Многокилометровые (до 20 км) слабо литифицированные и обводненные терригенно-обломочные толщи препятствова-

ли проникновению основных магм к земной поверхности. Магматические тела формировались главным образом вблизи базальных горизонтов верхоянского комплекса, что привело к образованию орогенных и посторогенных халькофильных и литофильных рудных месторождений.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. В геологической истории ВСС наиболее продуктивными по многообразию рудных формаций и перспективам выявления новых и нетрадиционных типов месторождений являются *позднепалеозойская—среднемезозойская, позднемезозойская и позднемеловая—палеогеновая* эпохи.

2. Рудные комплексы и формации Верхоянской металлогенической провинции различаются по тектоническим, геодинамическим и геолого-генетическим условиям образования, закономерностям размещения известных, нетрадиционных и новых типов коренных месторождений.

3. В рудоконтролирующих структурах ВСС установлено унаследованное, зональное, поперечное и диагональное соотношение разновозрастных металлогенических систем, структурно-морфологических и минералого-геохимических типов оруденения. Современные особенности размещения оруденения Верхоянской провинции определены тектоническими процессами позднемезозойского времени. Допозднемезозойское рудообразование происходило в структурах, с которыми обычно не сопряжены молодые тектонические системы.

Автор благодарит О.В.Королеву, А.И.Зайцева и Ф.Ф.Третьякова за внимание к статье и полезные критические замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке по интеграционным проектам СО РАН № 32 (2000—2002) и № 161 (2003—2005).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амузинский В.А., Иванов Г.С. Металлогения золота Верхояно-Черской провинции // Отечественная геология. 1997. № 9—10. С. 24—28.
- Амузинский В.А., Урзов А.С., Мишин В.М., Галабала Р.О. Вопросы алмазности западной части Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 6—8.
- Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Старкова Е.С. Зональность оруденения южной части Аллахской рудной зоны // Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия). Т. III. — Якутск, 1997. С. 21—24.
- Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Серкебаева Е.С. Нетрадиционные типы золотого оруденения в структурах Сетте-Дабан // Металлогения и геодинамика Северо-Азиатского кратона и разновозрастных орогенных поясов его обрамления. — Иркутск, 1998. С. 182—183.
- Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи // Избранные труды. Т. 3. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 67—130.
- Бурак В.А., Кельмачев В.Л., Опарин М.И. Новый тип золото-серебряного оруденения в Охотском срединном массиве // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 3. С. 668—672.
- Вихерт А.В., Возин В.Ф., Ивсенс Ю.П. и др. Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. — М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой. — М.: Наука, 1979.
- Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. — М.: Наука, 1985.
- Давыдов Ю.В. Пирокластические и кремнистые породы юдомской серии Юдомо-Майского складчато-глыбового поднятия // Геология и геофизика. 1981. № 5. С. 61—68.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра, 1990.
- Ивсенс Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. и др. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. — Новосибирск: Наука, 1975.
- Коген В.С., Рунов Б.Е., Ставец А.Л. Медистые песчаники в нижнепротерозойских отложениях Южного Верхоянья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 8. С. 113—123.
- Константинов Р.М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях / Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. — М.: Недра, 1965. С. 7—118.
- Кривцов А.И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
- Кропачев А.П., Кутырев Э.И., Русецкая Г.А. Эпигенетические образования в силурийской карбонатной толще севера Сетте-Дабана // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 6. С. 126—132.
- Кутырев Э.И., Соболев А.Е., Толстых А.Н., Шлейкин П.Д. Медистые песчаники и медистые базальты южной части Белячанской зоны // Разведка и охрана недр. 1986. № 11. С. 11—13.
- Ларин Н.И. О тектонике и металлоносности Яно-Колымской складчатой области // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. — Магадан, 1955. Вып. 9. С. 3—20.
- Лейпциг А.В. К истории формирования структур восточных районов Сибирской платформы // Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1964. Вып. 97. С. 126—132.
- Ненашев Н.И., Вихерт А.В., Возин В.Ф. Возраст складчатости и магматизма Дербек-Нельгехинской рудно-магматической зоны (Северо-Восточная Якутия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 11. С. 80—98.
- Прокопьев А.В. Верхояно-Черский коллизионный ороген // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 5. С. 3—10.
- Пушаровский Ю.М. Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 1976. № 2. С. 3—14.
- Соболев А.Е. Роль магматического фактора в формировании стратиформного оруденения Сетте-Дабана // Советская геология. 1992. № 8. С. 75—80.
- Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н. и др. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72—90.
- Старников А.И., Волкодав И.Г. Меденосность среднекембрийских отложений в бассейне р.Аллах-Юнь (Восточная Якутия) // Стратиформные месторождения цветных металлов и золота Сибири и Дальнего Востока. — Чита, 1977. С. 47—48.
- Третьяков Ф.Ф. Некоторые вопросы тектоники Восточной Якутии / Геология и тектоника платформ и орогенных областей северо-востока Азии. Т. II. — Якутск. 1999. С. 119—123.
- Трунилина В.А. Позднемезозойские рудообразующие гранитоидные системы Верхояно-Колымских мезозой / Геологическое строение и полезные ископаемые РС (Я). Т. II. — Якутск, 1997. С. 12—15.
- Фирсов Л.В. Проявления триасового магматизма в Верхояно-Чукотской складчатой области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 8. С. 36—48.
- Ян-жин-шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинария. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983.
- Gusev G.S., Mezhelevsky N.V., Morozov A.F., Kireev A.S. and Filatov E.L. A New Approach to Metallogenia Cartography of the Russia // Geodynamics and Metallogeny. Theory and Implications for Applied Geology. — М., 2000. P. 443—446 (MPR, GEOKART).

Зональность вкрапленного оруденения Нежданинского золоторудного месторождения

В.В.Алпатов

Исследование зональности при изучении рудных месторождений имеет не только практическое значение в области прогноза оруденения, определения эрозионного среза и картирования технологических свойств руд в пространстве рудных тел, но и несет важную генетическую информацию. Наибольший интерес при этом представляют крупные месторождения, как правило, с максимальными параметрами латерального и вертикального размаха рудной минерализации. Одно из таких месторождений — Нежданинское золоторудное, расположенное в северной части Южно-Верхоянского сегмента Верхояно-Колымской складчатой области [4, 6]. На месторождении выделяются два морфологических типа золотого оруденения: ранний вкрапленный, слагающий протяженные по латерали и вертикали рудные зоны с невысокими содержаниями, и сопряженный с ним по времени высокопродуктивный жильно-прожилковый тип с жильной сульфидно-кварцевой минерализацией, накладывающейся на вкрапленное оруденение в рудных зонах или формирующий самостоятельные жилы и жильные зоны. Отдельные элементы зональности золотой минерализации месторождения — жильной и вкрапленной — описаны в ряде публикаций [5—7, 13, 14]. В данной работе приводятся данные по зональности вкрапленного оруденения, представленные с позиции его двустадийного образования. В связи с относительным однообразием минерального состава рудоносных метасоматитов на первое место при их изучении выходят аналитические методы исследования, позволяющие выявлять элементы скрытой минералого-геохимической зональности.

При изучении минералогии и геохимии метасоматитов в поперечных разрезах рудных тел были выделены две метасоматические сульфидные ассоциации — ранняя синберезитовая (пирротин)-арсенопирит-пиритовая и поздняя синжильная кварц-арсенопиритовая [1]. Каждая из ассоциаций характеризуется своими закономерностями в распределении минералов и их типоморфных свойств, которые определяются физико-механическим состоянием среды рудоотложения, основным способом перемещения рудогенных компонентов во вмещающих породах — фильтрацией или диффузией — и направленностью эволюции состава гидротермальных растворов в ходе метасоматических процессов.

Минералы синберезитовой (пирротин)-арсенопирит-пиритовой ассоциации с арсенопиритом призматического габитуса образуют инфильтрационные ореолы прежде всего около тектонических швов или зон расщепления, вдоль которых в условиях сжатия наблюдалась фильтрация рудоносных гидротермальных растворов сквозь вмещающие породы, в локальных участках раздвиги-сдвигов или брекчирования пластов и прослоев песчаников фильтрация растворов происходила в условиях растяжения. Основной объем инфильтрационного синберезитового оруденения сосредоточен в рудных зонах. В зональности инфильтрационных ореолов можно выделить три составляющие: поперечную, латеральную и вертикальную.

Поперечная составляющая зональности инфильтрационного вкрапленного оруденения встречается в разрезах вкрест простирания рудных тел и связана со строением метасоматических колонок рудосопровождающих березитов [6]. Внешняя зона инфильтрационных ореолов — пиритовая, ее границы определяют контур зон рудосопровождающей березитизации и по направлению к внутренней зоне содержание пирита увеличивается от 0 до 5%. Во внутренней пирит-арсенопиритовой зоне, располагающейся внутри тыловых зон березитизации, присутствует

призматический арсенопирит в количестве от 0,1 до 10%, его доля в сульфидной фракции березитов тыловых зон колеблется от 2 до 100%. Около одиночных тектонических швов и в участках с малой мощностью рудных зон наблюдаются симметричные колонки простого строения, а в раздувах рудных зон — сложные колонки, образовавшиеся за счет слияния нескольких элементарных колонок. В направлении тыловых зон колонки поперечная составляющая зональности проявляется в *увеличении* содержаний компонентов, привносимых гидротермальным раствором: 1) степени синберезитовой сульфидизации пород (рис. 1, Б); 2) количества призматического арсенопирита и его доли в сульфидной фракции по отношению к рудоконтролирующему нарушению; 3) доли пентагондодекаэдрических кристаллов пирита; 4) содержания As, Au в арсенопирите и As, Au, Ag в пирите (см. рис. 1, Б); 5) коэффициента термо ЭДС арсенопирита, увеличивающегося с возрастанием мышьяковистости арсенопирита, и в *уменьшении* содержания Co, Ni (компонентов, заимствованных из вмещающих пород) в пирите и арсенопирите. Относительно повышенная золотоносность сульфидов и высокие содержания их в рудосопровождающих березитах тыловых зон обеспечивают промышленную золотоносность последних.

Латеральная составляющая зональности направлена вдоль простирания рудных тел. Сопоставление ее элементов со структурными условиями локализации синберезитового вкрапленного оруденения показывает, что эта составляющая определяется положением в рудных зонах столбообразных раздувов зон тектонитов (структурный фактор зональности), с которыми связаны раздувы мощности ореолов березитизации, усложнение строения метасоматических колонок и появление кварц-серицитовых березитов на верхних горизонтах рудных тел и кварц-карбонат-альбитовых метасоматитов на нижних. Вдоль зон тектонитов в направлении осевых частей раздувов *увеличиваются*: 1) мощность внутренней пирит-арсенопиритовой зоны ореола сульфидизации (см. рис. 1, А); 2) количество призматического арсенопирита и его доли в сульфидной фракции (см. рис. 1, Б); 3) содержание золота в пирите и арсенопирите (см. рис. 1, Б); 4) содержание мышьяка в краевых зонах призматических метакристаллов арсенопирита (рис. 2); и *уменьшается* содержание никеля в арсенопирите. Осевой части раздува, образовавшейся за счет оперяющей зоны тектонитов северо-восточного простирания, соответствует разрез В-В' (см. рис. 1), в котором наблюдаются максимальные содержания синберезитового арсенопирита (до 4,5%) и его максимальная золотоносность (до 440 г/т). Обратная картина прослеживается в направлении пережимов рудных зон.

Вертикальная составляющая зональности рудных тел с синберезитовым вкрапленным оруденением в вертикальных проекциях таких тел сочетается с элементами латеральной зональности. При этом формируется сложное пространственное распределение минералов и их типоморфных признаков.

Для анализа распределения использовались статистические методы анализа пространственных закономерностей (тренд-анализ). Вертикальная зональность рудных зон по ряду типоморфных признаков описывается идеализированной поверхностью полиномиального тренда 1- или 2-го порядка, нередко совпадающего по форме для нескольких признаков и коррелирующего с вертикальной метасоматической зональностью. Прежде всего для рудных зон были прослежены изменения максимальной доли арсено-

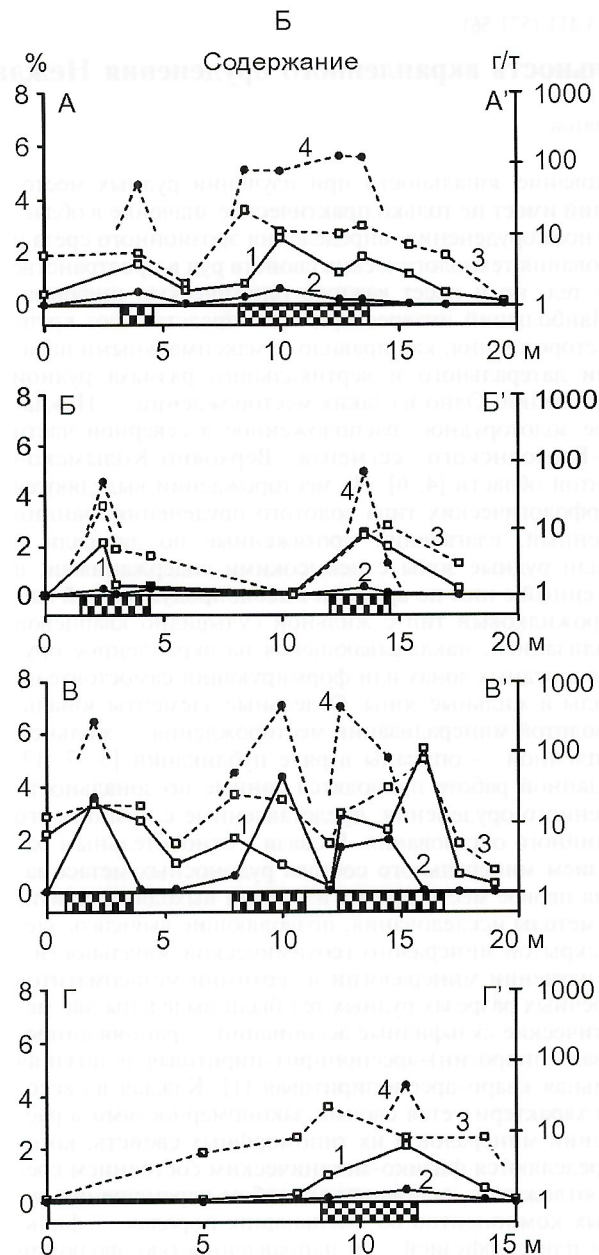
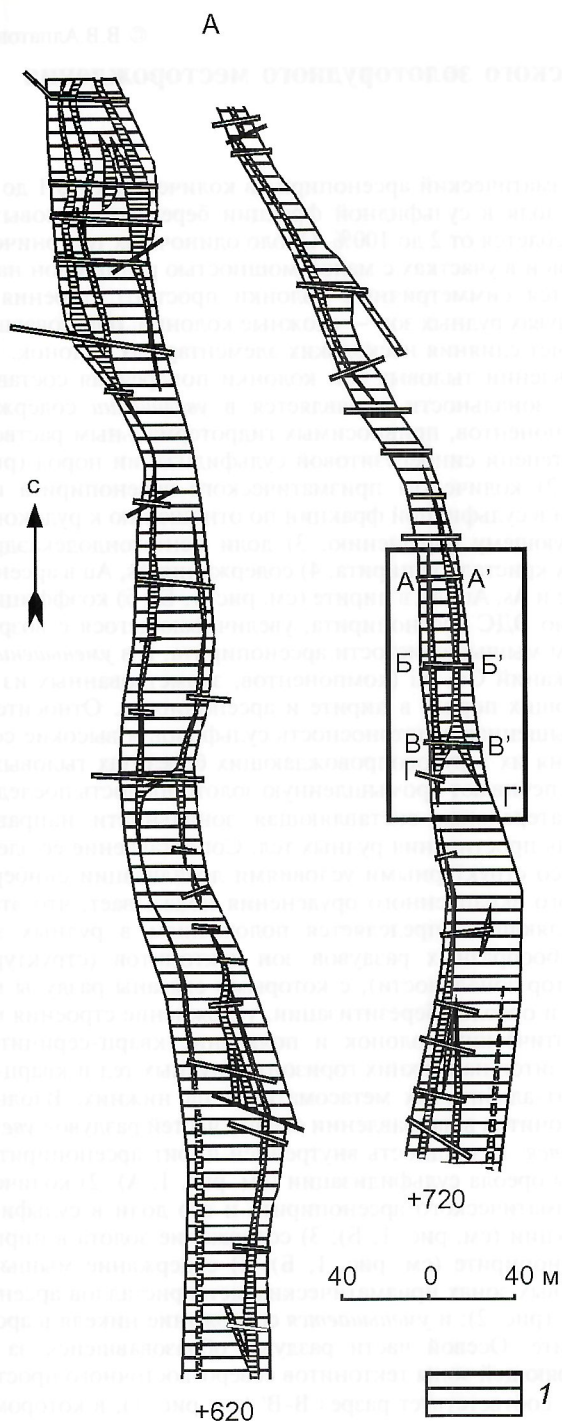


Рис. 1. Строение ореолов синберезитовой березитизации на горизонтах +620 и +720 м около рудной зоны 56 (А) и изменение содержаний метасоматических сульфидов и их золотоносности вдоль разрезов (Б):

зона: 1 — пиритовая ореола синберезитовой сульфидизации, 2 — пирит-арсенопиритовая; 3 — тектонические нарушения; положение: 4 — изученных разрезов, 5 — зон тектонитов в разрезах; содержание метасоматических сульфидов, %: 1 — пирит, 2 — арсенопирит; золотоносность метасоматических сульфидов, г/т: 3 — пирит, 4 — арсенопирит

пирита в сульфидной фракции проб в каждом из изученных разрезов (см. рис. 2, а). На рисунке хорошо видно, что наиболее благоприятные условия отложения арсенопирита существовали на глубоких горизонтах, а также в столбообразных раздувах рудных зон, в которых повышенные концентрации арсенопирита прослеживаются до самых верхних горизонтов. С максимальными концентрациями призматического арсенопирита в кварц-карбонат-альбитовых метасоматитах совпадает ореол развития метасоматического пирротина. Полиномиальный тренд 2-го порядка (см. рис. 2, б) более четко выявляет тенденцию увеличе-

ния с глубиной доли призматического арсенопирита в сульфидной фракции. Эта тенденция хорошо коррелируется с сменой фаций рудосопровождающих березитов в объеме рудной зоны 1 (см. рис. 2, м). В целом по восстанию рудных зон отмечается уменьшение общей концентрации синберезитовых сульфидов: в тыловых зонах березитов кварц-карбонат-альбит-серицитов фации на нижних горизонтах среднее содержание пирита составляет 2,5%, призматического арсенопирита 4,7%; в тыловых зонах березитов кварц-карбонат-серицитов фации на верхних горизонтах среднее содержание пирита 3%, призматиче-

абс. отм., м

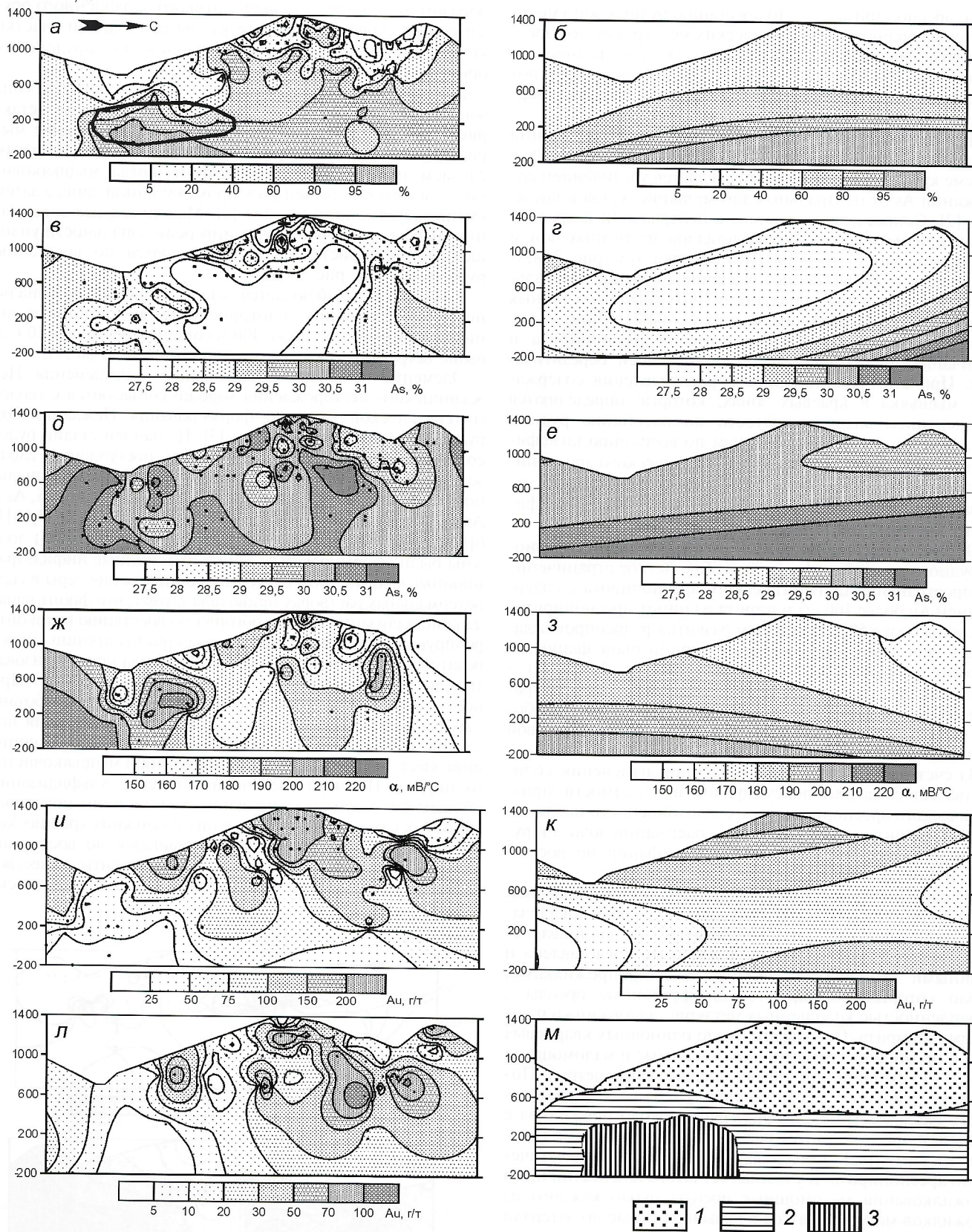


Рис. 2. Характер распределения некоторых параметров в плоскости рудной зоны 1:

а, б — содержания (в %) призматического арсенопирита в сульфидной фракции безрезитов (жирным показан ореол распространения метасоматического пирротина) и его полиномиальный тренд 2-го порядка; *в, г* — содержания (в атомных долях %) мышьяка в центральных зонах призматических метакристаллов арсенопирита и его полиномиальный тренд 2-го порядка; *д, е* — содержания (в атомных долях %) мышьяка в краевых зонах призматических метакристаллов арсенопирита и его полиномиальный тренд 2-го порядка; *ж, з* — коэффициент термо ЭДС (в мВ/°С) призматического арсенопирита и его полиномиальный тренд 2-го порядка; *и, к* — содержание золота (в г/т) в призматическом арсенопирите и его полиномиальный тренд 2-го порядка; *л* — содержание золота (в г/т) в метасоматическом пирите; *м* — положение фаций рудосопровождающих безрезитов в плоскости рудной зоны 1: 1 — кварц-карбонат-серицитовая; 2 — кварц-карбонат-альбит-серицитовая; 3 — кварц-карбонат-альбитовые метасоматиты (разновидность метасоматитов кварц-карбонат-альбит-серицитовых фаций); точки — положение изученных разрезов

ского арсенопирита 2%. По восстанию рудных зон уменьшается размерность призматических метакристаллов арсенопирита: на нижних горизонтах (ниже абсолютной отметки 300–400 м) размер метакристаллов достигает в поперечнике 1 мм, средних (400–1000 м) 0,5–0,25 мм, а верхних (1000–1400) менее 0,16 мм.

При изучении состава призматического арсенопирита была установлена зональность в распределении As и S в объеме кристаллов, которая определяется увеличением содержаний As от центральных зон метакристаллов к внешним [2]. Сопоставление состава в центральной и краевой зонах призматических метакристаллов из рудных зон и полиномиальных трендов 2-го порядка (см. рис. 2, в, г, д, е) показало существенное различие в картине латеральной и вертикальной зональности, что говорит о разных структурных и физико-химических условиях в момент начала кристаллизации синберезитового арсенопирита и окончания процессов рудосопровождающей березитизации. При этом закономерности распределения содержания мышьяка в краевых зонах, которые определяются уменьшением мышьяковистости по восстанию рудных зон, сопоставимы с уменьшением по восстанию коэффициента термо ЭДС (α , мВ/°С) призматического арсенопирита (см. рис. 2, д, е, ж, з). Эти две величины связаны отношением $\alpha = 13,277As$ (атомные доли %) – 214,48 (коэффициент корреляции Пирсона $\gamma = 0,5$, $v = 173$).

Обратная тенденция наблюдается в отношении главного рудного компонента — золота. Так, четкое ограничение распространения призматического арсенопирита с содержанием Au более 100 г/т и пирита из пирит-арсенопиритовой зоны более 50 г/т контуром развития рудосопровождающих березитов кварц-карбонат-серицитовой фации на верхних горизонтах месторождения (см. рис. 2, и, л, м), а изолиния тренда 100 г/т Au (см. рис. 2, к) по конфигурации близка к очертаниям границы между кварц-карбонат-серицитовой и кварц-карбонат-альбит-серицитовой фациями березитов.

За счет противоположной тенденции изменения количества метасоматических сульфидов, и, в частности, призматического арсенопирита, и их золотоносности наблюдаются незначительные изменения содержаний золота в рудосопровождающих березитах разных фаций по восстанию и они составляют 1–4 г/т [6].

Для арсенопирита синжильной кварц-арсенопиритовой ассоциации следует отметить главное условие локализации: он не прослеживается в породах без жильной кварцевой минерализации, которая может быть представлена и мощными кварцевыми жилами, и микропрожилками, около которых формируются диффузионные ореолы с вкрапленностью уплощенных метакристаллов синжильного арсенопирита. Ореолы его около одиночных кварцевых жил и прожилков симметрично-зональные и маломощные (до 10–15 см шириной, обычно первые сантиметры). Появление жильного арсенопирита уменьшает интенсивность околожильной сульфидизации: около прожилков с жильным арсенопиритом наблюдаются очень узкие (первые миллиметры) ореолы вкрапленности метасоматического арсенопирита. В участках сетчатого или лестничного прожилкования маломощные ореолы около каждого из прожилков могут сливаться в невыдержанные по латерали и вертикали ореолы мощностью до 5–7 м.

Зональность жильной минерализации и связанного с ней синжильного вкрапленного оруденения на изученных месторождениях определяется прежде всего пространственным распределением в рудных телах минералов жильной пирит-арсенопирит-кварцевой ассоциации, имеющим волновой характер с максимумами на определенных горизонтах рудных тел [5–7]. Аналогичное распределение в плоскости рудных зон характерно для метасоматической кварц-арсенопиритовой ассоциации (рис. 3, А). Таким

образом, в отличие от синберезитового вкрапленного оруденения с субвертикальными рудными столбами участки концентрации синжильного вкрапленного оруденения ориентированы субгоризонтально.

Для уплощенного арсенопирита установлены три типа зональности по распределению мышьяка в объеме метакристаллов одной пробы: увеличение или уменьшение мышьяковистости от центра к краю, являющееся частным случаем третьего типа зональности, когда мышьяковистость возрастает от центра к промежуточной зоне, а затем уменьшается к краевой зоне [2]. Максимальные содержания мышьяка отвечают точке инверсии зональности уплощенных метакристаллов и уменьшаются по восстанию рудных зон (см. рис. 3, Б).

Кроме того, наблюдается слабо выраженная зональность в отношении золотоносности арсенопирита: на нижних горизонтах (ниже 400 м) она не превышает 10 г/т, выше встречены образцы с содержаниями до 50 г/т.

Элементы зональности вкрапленного оруденения Нежданнинского месторождения хорошо согласуются с геолого-генетической моделью формирования Нежданнинской рудно-магматической системы [3]. На ранней стадии рудосопровождающей березитизации при поступлении вдоль зон тектонитов, формировавшихся в режиме тангенциального сжатия, первых порций растворов, содержащих S, As и Au, в силу разницы концентраций S (до 0,6 моль/кг H₂O [4, 6]) и As (до 0,02–0,03 моль/кг H₂O при $T = 300^\circ\text{C}$ [9]) должны были сформироваться концентрационные инфильтрационные фронты. Более высокая концентрация серы в гидротермальных растворах приводила к тому, что фронт начала кристаллизации пирита обгонял по восстанию рудоконтролирующих структур фронт начала кристаллизации синберезитового арсенопирита, который начинал кристаллизироваться на нижних уровнях гидротермальной колонны. При поступлении на верхние уровни уже частично обработанных растворов, обедненных мышьяком, концентрация последнего была недостаточна для кристаллизации арсенопирита здесь, но приводила к формированию мышьяковистого пирита. По мере увеличения степени сульфидизации вмещающих пород и уменьшения железистости новообразованных слюд и карбонатов, в них на нижних уровнях колонны фронт кристаллизации продвигался по восстанию зон тектонитов. Кроме этого подобные фронты существовали и при разрастании метасоматических колонок относи-

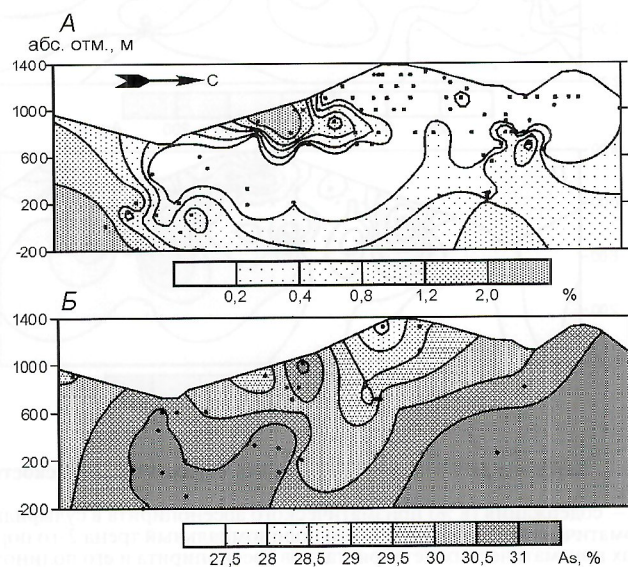


Рис. 3. Изменение в плоскости рудной зоны 1 содержаний:

А — уплощенного арсенопирита в метасоматитах (в %) и Б — мышьяка (атомные доли %) в точке инверсии зональности уплощенных метакристаллов арсенопирита

тельно боковых границ зон тектонитов. После прохождения фронта начала кристаллизации арсенопирита количество отложившегося призматического арсенопирита определялось объемом просочившегося раствора и окислительно-восстановительными условиями процессов метасоматического минералообразования, так как согласно результатам экспериментального и термодинамического моделирования, проводившегося разными исследователями [8, 9, 11, 12, 15], образованию арсенопирита способствует увеличение фугитивности водорода и, соответственно, более восстановительная среда минералообразования. Г.Б.Наумов [10] показал, что в зонах повышенной трещиноватости с уменьшением давления гидротермального раствора возможно увеличение фугитивности водорода на 2 порядка. Поэтому следует отметить участки раздувов мощности зон тектонитов с субвертикальным склонением на Нежданинском месторождении, в которых проницаемость самих тектонитов, по-видимому, была значительно выше, в связи с чем были выше скорость продвижения фронта кристаллизации арсенопирита и объем просочившихся растворов. Здесь, судя по появлению кварц-серицитовых и кварц-карбонат-альбитовых метасоматитов, реализовывался режим растяжения и происходил сброс давления. Все это в сумме привело к формированию в рудных зонах Нежданинского месторождения столбовидных участков с повышенным содержанием призматического арсенопирита.

При изучении условий образования рудосопровождающих березитов установлено, что березиты кварц-карбонат-серицитовой фации формировались при более низкой температуре по сравнению с березитами кварц-карбонат-альбит-серицитовой фации [2]. Экспериментальные исследования по синтезу арсенопирита [16] и растворимости золота в гидротермальных сероводородсодержащих растворах [17] показывают, что снижение температуры ведет к отложению менее мышьяковистого арсенопирита и снижению растворимости золота. Последнему также благоприятствует снижение концентрации сульфидной серы в растворах вследствие отложения сульфидов. По всей вероятности, два этих фактора — температурный градиент и снижение концентрации серы в растворах в направлении фильтрации растворов — определяют увеличение золотосодержимости сульфидов по восстанию рудных зон.

В начале формирования жильной минерализации, начинавшейся с массового приоткрывания трещин, существовали наиболее восстановительные условия, благоприятные для массового отложения арсенопирита. Пирит, для образования которого требуются более окислительная, чем для арсенопирита, обстановка [8, 9, 15], при этом почти не образовывался. При сформировавшемся в процессе рудосопровождающей березитизации температурном градиенте наиболее благоприятные условия для диффузионного метасоматоза существовали на нижних наиболее прогретых горизонтах месторождения, вследствие чего именно на нижних горизонтах постоянно наблюдаются максимальные содержания уплотненных метакристаллов арсенопирита.

Приведенные результаты изучения зональности вкрапленного оруденения Нежданинского месторождения позволили сделать следующие выводы:

1. Зональность синберезитового вкрапленного оруденения вследствие инфильтрационного механизма формирования и эволюции состава гидротермального раствора при фильтрации определяется монотонным возрастанием или убыванием содержаний метасоматических сульфидных минералов и значений их типоморфных свойств в поперечных разрезах ореолов синберезитовой сульфидизации и по их восстанию. Латеральная зональность, связанная с субвертикальными участками раздувов и пережимов рудоконтролирующих зон тектонитов, распределение минералов и их типоморфных свойств в объеме рудных тел может

существенно осложняться, но и в этом случае монотонная направленность изменения сохраняется. Такая особенность зональности синберезитового вкрапленного оруденения может быть использована при оценке эрозионного среза рудных тел, сложенных им.

2. Распределение синжилыного вкрапленного оруденения в объеме рудных тел в целом зависит от структурных условий локализации жильной сульфидно-кварцевой минерализации, что при диффузионном механизме формирования определяет крайне неравномерный, а часто узко локальный характер распределения метасоматического арсенопирита уплотненного габитуса. Однако такие свойства, как мышьяковистость и золотосодержание, сильно зависящие от температуры среды кристаллизации и концентрации Au и As в растворах, могут быть использованы при изучении зональности золотого оруденения, в т.ч. и жильного.

Выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 99-05-64329, 02-05-65183) и 6-го конкурса-экспертизы молодых ученых РАН (проект № 340).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Алпатов В.В. Вкрапленное золотое оруденение Нежданинского месторождения // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 63—65.
2. Алпатов В.В. Эволюция состава арсенопирита Нежданинского золоторудного месторождения // Записки ВМО. 2002. № 6. С. 47—54.
3. Бахарев А.Г., Алпатов В.В., Зайцев А.И. Геолого-генетическая модель Нежданинской золотосодержащей рудно-магматической системы // Отечественная геология. 2002. № 5. С. 3—8.
4. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Алпатов В.В. и др. Минералогическо-геохимические особенности и условия образования Нежданинского месторождения золота (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 2. С. 137—156.
5. Гамянин Г.Н. Зональность золоторудных месторождений Верхояно-Колымской складчатой области // Минералого-геохимические аспекты магматизма и оруденения Якутии. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1993. С. 5—23.
6. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение — уникальное месторождение Северо-Востока России. — М.: Геос, 2001.
7. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Зональность изменения типоморфных свойств минералов одного из золоторудных месторождений Восточной Якутии // Типоморфные особенности рудных минералов эндогенных образований Якутии. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983. С. 6—19.
8. Колонин Г.Р., Пальянова Г.А., Широнослова Г.П. Устойчивость и растворимость арсенопирита в гидротермальных растворах // Геохимия. 1988. № 4. С. 843—855.
9. Кольцов А.Б. Фазовые соотношения и растворимость в системе Fe-As-S-H₂O при температуре до 300°C // Вестник ЛГУ. 1983. № 12. С. 10—17.
10. Наумов Г.Б. Режим флюидов и его роль в гидротермальном рудообразовании // Международный геологический конгресс. Геохимия и космохимия. Секция 11. Т. 11. — М.: Наука, 1984. С. 215—221.
11. Пальянова Г.А. Физико-химические условия устойчивости арсенопирит-содержащих минеральных ассоциаций (по теоретическим и экспериментальным данным) Автореф. дисс... канд. геол.-минер. наук. — Новосибирск, 1990.
12. Поршняков Г.С., Котов Н.В., Кольцов А.Б. и др. Геологическая позиция и петролого-геохимические особенности золоторудных метасоматитов в черносланцевых толщах. — Владивосток, 1991.
13. Силичев М.К., Белозерцева Н.В. Зональность распределения примесей в кварцах, арсенопиритах и галенитах золоторудного месторождения // Геохимия. 1981. № 3. С. 379—385.
14. Яновский В.М. Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналей. — М.: Недра, 1990.
15. Heinrich C.A., Eadington P.J. Thermodynamic predictions of the hydrothermal chemistry of arsenic, and their significance for the paragenetic sequence of some cassiterite-arsenopyrite-base metal sulfide deposits // Economic Geology. 1986. Vol. 81. № 3. P. 511—529.
16. Kretschmar U., Scott S.D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application // Canadian Mineralogist. 1976. Vol. 14. P. 364—386.
17. Shenberger D.M., Barnes H.L. Solubility of gold in aqueous sulfide solutions from 150 to 350°C // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1989. Vol. 53. P. 269—278.

Микроминералогия Широкинского золоторудного узла (Сетте-Дабан, Якутия)

Г.С.АНИСИМОВА

При изучении рудных месторождений в последние годы особое внимание обращается на микроминералогию. Ее объектами являются разновидности минеральных видов, свойства которых изменяются в связи с малыми (100—0,1 мкм) размерами обособлений, определяющими возрастание роли поверхностных сил у минеральных индивидов [14, 16]. Наиболее важен при этом исследовании микропарагенезис — ассоциация микроминералов, возникающая закономерно в примесной геохимической системе в течение определенного процесса, ограниченного в пространстве и времени, обусловленного физико-химическими условиями и размерными эффектами [15].

При систематическом исследовании вещественного состава руд Широкинского золоторудного узла с применением электронно-зондового микроанализатора выявлены значительная распространенность и разнообразие микроминералов. Широкинский узел расположен в восточной части Сетте-Дабанского горст-антиклинария Верхояно-Колымской складчатой системы [17]. В пределах узла золотое оруденение распределено крайне неравномерно и относится к разным минералогическим типам. В результате структурных, минералогических и геохимических исследований в пределах узла выделено четыре рудных поля с различными типами минерализации: Восточное, Центральное, Северное и Западное [2, 13]. Восточное рудное поле характеризуется развитием продуктивной золото-серебряной ассоциации минералов, представленной в основном серебряными блеклыми рудами и сульфосолями свинца. В рудах Центрального поля доминирует золото-свинцово-мышьяковый тип минерализации. Макроминералы состоят из галенита и мышьяковой блеклой руды — теннантита, спорадически отмечаются геокронит и энаргит. Северное рудное поле выделено по развитию оловоносных парагенезисов микроминералов. Основными минералами являются пирит, сфалерит, галенит и блеклая руда. Рудные тела Западного поля отличаются развитием оруденения золото-медного типа; главные рудные минералы здесь — халькопирит и пирит.

Сведения о микроминеральных парагенезисах Широкинского рудно-россыпного узла приведены в табл. 1. Как видно из таблицы, состав микроминералов четко зависит от типа минерализации: серебросодержащие микроминералы развиты в Восточном рудном поле с Au-Ag типом

минерализации, геокронит и энаргит характерны для Au-As-Pb геохимического типа Центрального поля, оловоносная микроминералогия присуща Северному полю, а Au-Cu оруденение Западного поля в виде примесей содержит цинкистую медь.

Самородное золото Au относится к тонкодисперсной фазе; видимое самородное золото отмечается крайне редко. В рудах Восточного поля оно обнаружено в ассоциации с блеклой рудой и гёсситом (см. рисунок, А). Проба золота колеблется от 740 до 824‰, причем относительно высокая выявлена в золотианах, ассоциирующих с гёсситом и галенитом. В виде примеси постоянно присутствует Hg до 1,86%. В золоте, связанном с блеклой рудой, отмечается примесь Cu до 1,03%.

Самородное серебро Ag найдено в рудах Восточного поля: мельчайшие вкрапления наблюдаются в галените в ассоциации с гёсситом и самородным золотом. Микрозондовым анализом в двух зернах установлено содержание Ag от 92,47 до 93,51%, в виде примеси присутствуют Au, Pb, Te и Se. Примесь этих элементов объясняется тесной ассоциацией самородного серебра с галенитом и гёсситом.

Электрум обнаружен также в рудах Восточного поля в кварцевых жилах в ассоциации с галенитом и в тесном сростании с гёсситом. Содержание серебра в электроуме доходит до 45,68%.

Ртутистое серебро установлено в рудах только Восточного поля в виде округлых выделений в блеклорудном субстрате. Содержание Hg в минерале колеблется от 2,84 до 13,46%.

Гёссит Ag_2Te — теллурид серебра — характерный минерал руд Восточного поля. Минерал обнаружен в кварцевых жилах, отмечен в галените в виде ромбовидных кристаллов, иногда в тесном сростании с самородным золотом и электроумом (см. рисунок, А, Б). С ним ассоциируют пирротин, халькопирит, бурнонит и сфалерит. Состав гёссита стабильный (табл. 2, ан. 1—5). В виде примесей наблюдаются Se и Pb.

Акантит Ag_2S выявлен в сульфидно-кварцевых жилах Восточного поля. Сульфид серебра образует мirmekитовые сростания с высокосеребристой блеклой рудой и зернистые агрегаты во вторичных минералах меди и свинца. В ассоциации с минералом установлены тетраэдрит, галенит и сфалерит. В акантите в виде примесей присутствуют медь и теллур (см. табл. 2, ан. 6).

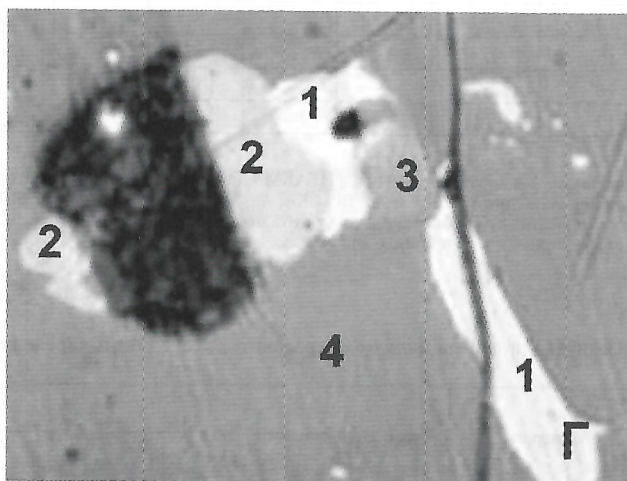
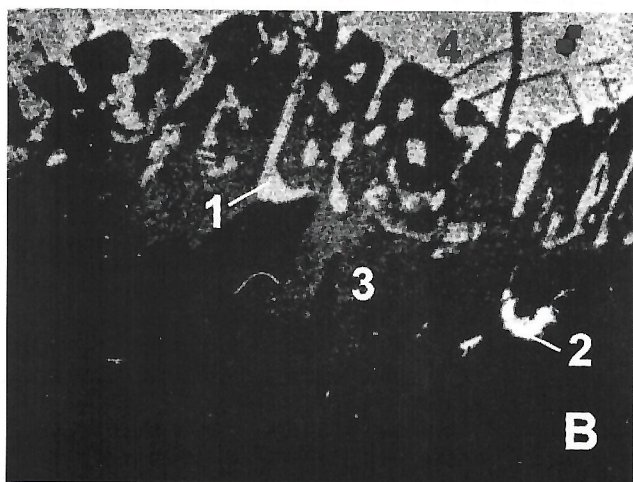
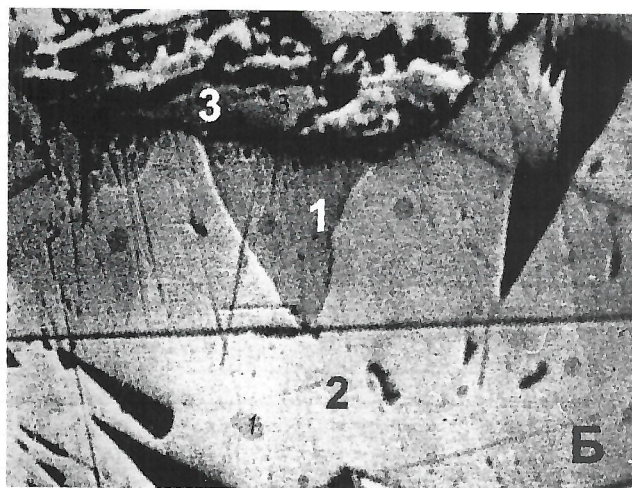
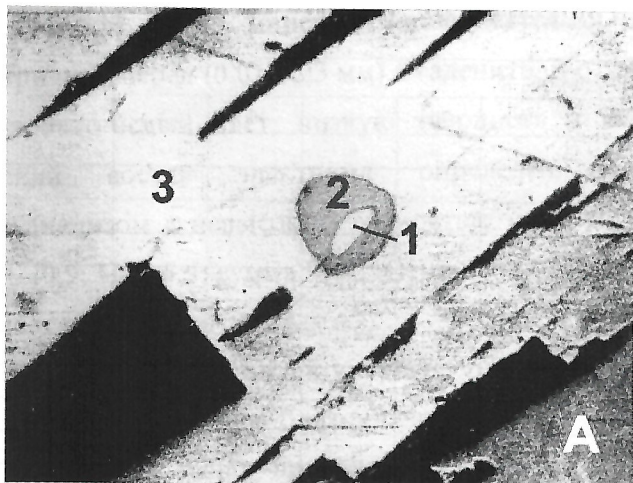
Овихит $Ag_{3+x}Pb_{10-2x}Sb_{11-x}S_{28}$ — сульфоантимонит серебра и свинца, очень редкий минерал руд Восточного поля, обнаружен в сульфидно-кварцевых жилах. Тонкоигольчатые выделения овихита найдены в галените в тесной ассоциации с другим редким минералом — диафоритом. Цвет светло-серый с оливковым оттенком, анизотропия отчетливая. В ассоциации с ним присутствуют также фрейбергит, тетраэдрит, сфалерит.

Химический состав овихита довольно стабильный, в виде примеси постоянно присутствует медь (см. табл. 2, ан. 7). От овихита свинцово-цинковых и золоторудных месторождений Южного Верхоянья и Южно-Адычанского района минерал Широкинского узла отличается низким содержанием Ag и более высокой концентрацией Cu.

Диафорит $Ag_3Pb_2Sb_3S_8$ установлен в тесной ассоциации с овихитом в галените из сульфидно-кварцевых жил. Цвет белый, на контакте с овихитом приобретает слабый коричневатый оттенок. Анизотропия слабая. Состав диафорита стабильный, отмечается незначительная примесь Cu (см. табл. 2, ан. 8).

1. Микроминеральный состав продуктивных ассоциаций руд Широкинского золоторудного узла

Рудное поле	Тип минерализации	Микроминералы
Восточное	Au-Ag	Самородное золото Электрум Ртутистое серебро Гёссит Овихит Диафорит Акантит
Центральное	Au-As-Pb	Самородное золото Геокронит Энаргит
Северное	Au-Sn	Цинкистый некрасовит Кестерит Оксид ванадия
Западное	Au-Cu	Самородное золото Цинкистая медь



Микроминеральные парагенезисы руд Широкинского золоторудного узла:

А — микропарагенезис самородного золота (1) с гёсситом (2) в галените (3), ув. 450; Б — микропарагенезис гёссита (1) на границе галенита (2) и пирротина (3), ув. 200; В — стебельчатые выделения геокронита (1) в ассоциации с галенитом (2) в субстрате вторичных минералов сурьмы и свинца (3), развивающихся по теннантиту (4), ув. 600; Г — микропарагенезис цинкистого некрасовита (1), кестерита (2) и карелианита (3) в сфалерите (4), ув. 1500

Следует отметить, что по данным Г.Н.Гамянина [6], овихит и диафорит отмечаются в основном на месторождениях, которые расположены в оловоносных зонах или узлах.

Геокронит $Pb_{14}Sb_{4-2}As_{2-4}S_{23}$ — редкий минерал, в рудах Широкинского узла найден впервые. Ранее он обнаружен на месторождении Загадка в касситеритсодержащих сульфидно-карбонатно-кварцевых прожилках [9], позднее — на месторождении Неждановское [6]. Геокронит встречен в сульфидно-кварцевых и сульфидно-кварц-карбонатных жилах Центрального рудного поля. Реликты стебельчатых зерен геокронита в ассоциации с галенитом и халькопиритом находятся в субстрате вторичных минералов сурьмы и свинца, развитых по теннантиту (см. рисунок, В), иногда довольно крупные выделения геокронита срастаются с галенитом, местами его замещая. В первой группе анализов (см. табл. 2, ан. 9, северный участок поля) недостаток Рb компенсируется избытком Cu (2,32%) и Bi (2,71%), а образцы с южного участка поля (см. табл. 2, ан. 10) характеризуются незначительной примесью Bi. Для сравнения приведем анализы геокронита месторождений Неждановское и Лазурное (см. табл. 2, ан. 11, 12), которые отличаются повышенным содержанием Sb [6] рудопроявления

Загадка (см. табл. 2, ан. 13), где преобладает мышьяковый иорданитовый минерал [9].

Энаргит Cu_3AsS_4 — мышьяковая сульфосоли меди, впервые обнаруженная в рудах Широкинского узла в Центральном рудном поле. Относится также к редким минеральным видам Якутии. Под микроскопом кристаллы минерала таблитчато-призматические, зернистые агрегаты, иногда тесные сростки с блеклыми рудами. Цвет от серовато-коричневого до пурпурного. Отчетливо анизотропен. Ассоциирует с теннантитом, геокронитом, халькопиритом и сфалеритом.

Повышенное содержание Sb и Ag в некоторых образцах, постоянная примесь Рb, спорадическое присутствие Bi и Zn, по-видимому, объясняется примесным характером минеральных ассоциаций (см. табл. 6, ан. 14—15).

Цинкистая медь $CuZn$ обнаружена в кварц-карбонатных жилах Западного рудного поля. Минерал присутствует в виде неправильных зерен, тонких прожилков и просечек. Под микроскопом цинкистая медь ярко-желтая, изотропная, сходная с самородным золотом. Содержание Zn в минерале колеблется от 36 до 47%, в среднем 37—40% (см. табл. 2, ан. 16—17). В виде примесей присутствуют Bi, Se и Pb.

2. Химический состав гёссита, акантита, овихита, диафорита, геокронита, энаргита и цинкистой меди

Анализы	Число анализов	Содержание компонентов, %											Сумма
		Ag	Te	Se	Pb	Cu	Zn	Fe	Bi	As	Sb	S	
1	4	62,80	38,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100,80
2	12	61,63	37,70	0,33	—	—	—	—	—	—	—	—	99,66
3	3	64,78	36,43	—	0,38	—	—	—	—	—	—	—	101,59
4	7	63,18	37,37	—	0,21	—	—	—	—	—	—	—	100,76
5	8	61,97	36,56	—	0,20	—	—	—	—	—	—	—	98,73
6	5	85,95	0,18	—	—	0,35	—	—	—	—	—	13,47	99,95
7	5	4,40	—	—	45,32	1,59	—	—	—	—	28,38	19,36	99,05
8	5	24,49	—	—	29,23	0,4	—	—	—	—	26,45	19,06	99,37
9	6	0,50	—	—	65,88	2,32	—	—	2,71	5,00	6,46	16,92	99,79
10	9	—	—	—	68,72	—	—	—	0,37	3,56	9,36	18,68	100,69
11*	7	—	—	—	67,32	—	—	0,21	—	3,59	10,59	17,41	99,12
12*	5	—	—	—	67,93	—	—	0,21	—	3,08	10,16	17,42	98,80
13*	1	—	—	—	67,72	—	—	—	—	6,75	5,23	17,50	97,20
14	9	—	—	—	—	48,45	—	—	—	17,65	1,05	31,37	98,52
15	10	0,87	—	—	—	47,57	—	—	—	17,41	1,30	31,40	98,55
16	3	—	—	0,18	0,16	61,23	37,83	0,18	0,27	—	—	—	99,85
17	11	—	—	—	—	60,31	40,18	—	—	—	—	—	100,49

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на микроанализаторе Camebax-micro при следующих условиях: напряжение — 20 кВ, ток — 17 нА; аналитические линии: Cu, Fe, Zn, Bi — K α ; Ag, Sb, S — L α . Эталон: CuSbS — Cu, Sb, S; ZnS — Zn; CuFeS₂ — Fe; Ag — 100%. Не обнаружены Sb, As, Fe, Zn, Bi, S. Аналитик С.К. Попова. * Геокронит: месторождения: 11 — Нежданское [6], 12 — Лазурное [6] и 13 — Загадка [9]. Содержание компонентов — массовые доли % (см. таблицы 2 и 3).

3. Химический состав цинку-некрасовита, кестерита и карелианита

Минерал	Число анализов	Содержание компонентов, %							Сумма
		Cu	Zn	V	Sn	Ge	S	O	
Зп-некрасовит	10	39,46	8,67	2,96	18,31	0,63	30,33	—	100,36
Кестерит	9	27,90	15,84	—	26,21	0,32	29,63	—	99,90
Карелианит	3	—	2,38	69,86	—	—	—	27,76	100,00

Примечание. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Camebax-micro в ИГАБМ СО РАН. Условия съемки, аналитические линии см. в табл. 2. Эталон: халькопирит, висмутин, галенит, кадмоселит, колорадоит и самородные металлы: Zn, Sn, Ge, Ag. Аналитик С.К. Попова. Pb, Fe, Hg, Ag, As, Sb, Te, Bi в пределах чувствительности анализа не обнаружены.

В Якутии находки цинкистой меди известны в траппах и кимберлитах Сибирской платформы [12], в гранодиоритах Северо-Востока [7] и в золото-сурьмяных рудах месторождения Сарылах [4]. Отличительная особенность состава цинкистой меди Широкинского узла — повышенное содержание цинка.

Цинкистый некрасовит $V_2Cu_{24+x}(Sn,As,Ge,Sb)_6S_{32}$ — редкий минерал из группы колусита, обнаружен впервые в малосульфидных кварцевых жилах, локализованных в карбонатизированных терригенных породах Северного рудного поля. Подробное описание минерала приведено ранее [1, 3]. Отметим, что цинкистый некрасовит обнаружен в сфалерите как в виде самостоятельных вкраплений размерами до 0,07 мм, так и в тесном сростании с кестеритом и карелианитом (?) (см. рисунок, Г). Под микроскопом минерал желтого цвета с зеленовато-коричневым оттенком, изотропен, по коэффициенту отражения близок к блеклым рудам. Рентгенографическое исследование выполнено методом порошка; наиболее сильные отражения рентгенограммы d (I): 3,10 (10); 1,908 (5); 1,632 (1) близки к основным линиям некрасовита d (I): 3,09 (10), 1,89 (8), 1,62 (6) [10].

Химический состав минерала определялся на микроанализаторе Camebax-micro (табл. 3). Реальная формула минерала, рассчитанная на 32 атома серы, имеет вид: $(Cu_{21,00}Zn_{4,49})_{25,49}V_{1,97}(Sn_{5,22}Ge_{0,29})_{5,51}S_{32}$.

Исследованный минеральный вид заметно отличается по химическому составу как от известных минералов группы колусита, так и идеального некрасовита ($V_2Cu_{26}Sn_6S_{32}$) большей концентрацией Zn, отсутствием Fe, Sb и As. Впервые среди минералов группы колусита обнаружен минерал, в котором Cu существенно замещается Zn (4,5 атома Zn) и полностью отсутствует As.

Кестерит Cu_2ZnSnS_4 — минерал из группы станнина, один из редких минералов — это вторая находка кестерита на территории Якутии. Кестерит обнаружен в тех же кварцевых рудах, что и цинкистый некрасовит; встречается в сфалерите в тесном сростании с цинкистым некрасовитом и карелианитом (?) (см. рисунок, Г). Иногда кестерит образует каймы вокруг цинкистого некрасовита. В отраженном свете минерал светло-серого цвета с коричневым оттенком. Анизотропия слабая. Химический состав описываемого кестерита отличается от состава минерала месторождения Кестер [8, 10] более высоким содер-

жанием Zn, в виде примеси постоянно присутствует Ge (см. табл. 3).

Карелианит (?) V_2O_3 оксид ванадия обнаружен впервые в кварцевых рудах Северного рудного поля. Минерал встречен в тесной ассоциации с цинкистым некрасовитом и кестеритом в сфалерите (см. рисунок, Г). Форма выделения округлая. Под микроскопом цвет бурый. Химический состав минерала, определенный на рентгеновском микроанализаторе УХА-8800 в Центральной аналитической лаборатории Ботубинской геологоразведочной экспедиции АК АЛРОСА (аналитик С.К. Попова), представлен в табл. 3. Формула соответствует $V_{2,18}Zn_{0,06}O_{2,76}$. По химическому составу и цвету в отраженном свете минерал соответствует карелианиту V_2O_3 . Примесь Zn, по-видимому, объясняется тесной ассоциацией со сфалеритом.

Наличие ртутистой разновидности Ag, а также постоянное присутствие Hg в самородном золоте свидетельствуют об участии Hg в процессе рудообразования. Микроминералы Te и Sn (гёссит, Zn-некрасовит, кестерит), примесь Bi в галените и геокроните подчеркивают редкометалльность месторождения. Процессы образования самородных металлов и их интерметаллидов наиболее полно отражены в рудах золото-серебряного оруденения Восточного поля, формировавшихся в заключительные стадии минералообразования. Вместе с тем смена ассоциаций сульфидов серебра (диафорит, овихит) ассоциацией интерметаллидов серебра (гёссит, ртутистое серебро, электрум) и самородного серебра свидетельствует об уменьшении парциального давления серы и увеличении щелочности растворов с усилением их восстановительных свойств [6]. Следует отметить, что минеральный состав и условия образования этого типа оруденения имеют сходные черты с золото-серебряным оруденением вулканогенных поясов. Состав микроминералов наряду с главными минералами определяет общую зональность оруденения. Например, в рудах Восточного поля в основном развиты серебряные микроминералы (гёссит, ртутистое серебро, самородное серебро, акантит, овихит, диафорит), Центрального — мышьяковые сульфосоли (геокронит, энаргит), Западного — цинкистая медь, Северного — оловосодержащие микроминералы (Zn-некрасовит, кестерит). Типохимическая зональность проявлена и в блеклых рудах [5].

Таким образом, в рудах Широкинского рудно-россыпного узла обнаружены разнообразные микроминералы, представленные самородными золотом и серебром, ртутистым серебром, цинкистой медью, электрумом, гёсситом, овихитом, диафоритом, акантитом, геокронитом, энаргитом, Zn-некрасовитом, кестеритом и карелианитом (?).

Как выявленные микроминералы, так и однообразный макроминеральный состав (пирит, галенит, блеклые руды, сфалерит, халькопирит) руд — надежные и контрастные признаки для выделения типов минерализации.

Микропарагенезисы минералов несут дополнительную информацию об условиях формирования руд и позволяют получить новые сведения при исследовании зональности оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимова Г.С. Новые данные о минералах меди, цинка, олова и ванадия // Минералогические музеи. Мат-лы IV Междунар. симпозиума. — С-Пб., 2002. С. 80—81.
2. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Серкебаева Е.С. К вопросу о рудоносности юго-западной части Верхоянского складчато-надвигового пояса // Мат-лы XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО «Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий». — Магадан, 2001. С. 8—10.
3. Анисимова Г.С., Заякина Н.В., Кондратьева Л.А., Попова С.К. Цинкистый некрасовит — минерал из группы колусита // ЗВМО. 2002. № 6. С. 65—69.
4. Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я., Амузинский В.А. и др. Самородные алюминий и хром в рудах золото-сурьмяного месторождения в Восточной Якутии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 3. С. 657—660.
5. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А. Типохимическая зональность высокоцинкистой блеклой руды Широкинского узла (Южное Верхоянье) // Наука и образование. 2000. № 3. С. 99—103.
6. Гамянин Г.Н. Минералогическо-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозойд. — М.: Геос, 2001.
7. Гамянин Г.Н., Половинкин В.Л., Лескова Н.В. Самородные металлы и интерметаллиды гранитоидов рудных узлов Северо-Востока СССР // Самородное минералообразование в магматическом процессе. — Якутск, 1981. С. 67—172.
8. Иванов В.В., Пятенко Ю.А. О так называемом кестерите // ЗВМО. 1959. Вып. 2. С. 165—168.
9. Индолев Л.Н., Жданов Ю.Я., Суплецов В.М. Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. — Новосибирск: Наука, 1980.
10. Киселев А.И. Серебро-цинковый станнин из месторождения Арга-Ыннахской интрузии в бассейне р.Яны // Мат-лы. по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. — Магадан, 1948. Вып. 3. С. 113—117.
11. Коваленкер В.А., Евстигнеева Т.Л., Малов В.В. и др. Некрасовит $Cu_2V_2Sn_6S_{32}$ — новый минерал группы колусита // Минер. журнал. 1984. Т. 6. № 2. С. 88—97.
12. Ковальский В.В., Олейников О.Б., Махотко В.Ф. Самородные металлы и интерметаллические соединения в кимберлитовых породах Якутии // Самородное минералообразование в магматическом процессе. — Якутск, 1981. С. 105—111.
13. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Серкебаева Е.С. Структурный контроль и зональность золотого оруденения центральной части Сетте-Дабанского горст-антиклинория // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 9—11.
14. Конеев Р.И., Кушмурадов О.К., Турсебеков А.Х. Микроминералогия — предмет, методы, применение. — Ташкент, 1994.
15. Конеев Р.И. Микроминералогия золото-серебряных месторождений вулканогенных областей (на примере Чаткало-Кураминского региона Узбекистана) // ЗВМО. 1999. С. 48—53.
16. Чеботарев Г.М., Харабаев И.Х., Конеев Р.И. О предмете и методе микроминералогии // Узб. геол. журнал. 1986. № 1. С. 72—79.
17. Ян-жин-шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983.

Зональность золото-медного месторождения Аркачан (Западное Верхоянье)

А.В.КОСТИН

Первые сведения о рудоносности верхних притоков р. Аркачан получены П.Г.Алексеевым (1931 г.), С.С.Ванюшиным, Н.В.Меньшагиным (1932 г.). В 1933 г. поисковая партия Н.Н.Стронского разведала две жилы. Одна — в среднем течении р.Джопканджа (сейчас р.Дябханья), в рудах которой М.М.Константинов (1947 г.) определил пирит, кварц, сидерит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит, ферберит, тетраэдрит и висмутин. Другая — известная как Сеймчанское медно-мышьяковое месторождение — расположена в 1,2 км ниже устья р.Дябханья в левом борту р.Аркачан. В 1965 г. во время геологической съемки масштаба 1:200 000 под руководством А.С.Урзова была установлена повышенная золотоносность рудной зоны 4 (до 47 г/т Au). В результате более детальной геологической съемки масштаба 1:50 000 (Ю.В.Сафонов, 1978 г.) были детально разведаны золотоносные зоны 3 и 4. Среди гидротермальных образований в пределах Аркачанского рудного поля выделены мономинеральные кварцевые жилы, зоны дробления с галенит-сфалеритовой минерализацией и брекчирования с окварцеванием и пиритовой минерализацией, а также минерализованные зоны трещиноватости с халькопирит-пирит-арсенопиритовой и кварц-сидеритовой минерализацией. Аркачанское месторождение В.А.Амузинский и Л.Н.Индолев отнесли к халькопирит-пирит-арсенопиритовому типу золото-сульфидной рудной формации [2]. Был сделан вывод, о том, что руды не могут быть отнесены к высокосульфидным, а большая часть вторичных гидроксидов и оксидов железа образовались за счет железистых карбонатов. Самородное золото также было отнесено к минералам зоны гипергенеза.

Работами Янской экспедиции (В.Н.Соловьев, 1989 г.) была подтверждена высокая золотоносность руд Аркачанского месторождения. Начиная с 2001 г., ГУГПП «Янгеология» ведет разведку данного месторождения.

В геологическом строении Аркачанского рудного поля принимают участие отложения солончакской и кыгылтаской свит верхнего карбона—нижней перми, представленные чередованием разнозернистых песчаников и алевролитов. Рудное поле приурочено к сводовой части Кыгылтасской антиклинали, осложненной на крыльях складками более высоких порядков с размахом крыльев до первых километров (Ю.В.Сафонов и др., 1978 г.; В.Н.Соловьев и др., 1989 г.). В Аркачанском рудном поле сочетаются сопряженные секущие тела в крутопадающих трещинах отрыва, межпластовые и внутрипластовые срывы на крыльях складок. Структурно-морфологические типы рудных тел представлены секущими и согласными минерализованными зонами дробления, жилами различной морфологии, линзами, жильными зонами, штокверкоподобными телами и мелкими метасоматическими залежами.

По аэромагнитным данным (Д.И.Гуторович, В.Т.Изаров, 1966 г.) месторождение расположено над аномальной зоной размером 5,5×4 км. Возмущающим объектом является субвертикальное интрузивное тело, кровля которого круто погружается в южном направлении. На северо-востоке аномалии среднее значение глубины залегания кровли интрузива составляет 1500 м, на юге — 2400 м. В северной части глубина залегания кровли наименьшая — 900 м.

Структура Аркачанского месторождения контролируется сводовой частью небольшой складки, осложняющей западное крыло Имтанджинской антиклинали. Оруденение вмещает песчаники кыгылтасской свиты нижней перми. Размещение рудных зон определяется тектоническими на-

рушениями северо-восточного простирания. В контурах этих нарушений выделяется система вертикальных минерализованных трещин, выполненных сидеритом, реже кварцем. Рудные зоны оконтуриваются по системам крутопадающих трещин скола, несущих золотую и сульфидную минерализацию. На всем месторождении трещины одинаково ориентированы (рис. 1), характеризуются гладкими стенками, значительной протяженностью по падению и простиранию, измеряемой десятками и сотнями метров. Учитывая характер приоткрывания трещин, формы искривления их поверхностей и отсутствие вертикальных смещений по трещинам, можно говорить о формировании структуры месторождения в условиях горизонтальных дислокаций.

Секущие трещины скола с золото-медной минерализацией смещаются межпластовыми срывами надвиговой кинематики. Характерной особенностью зон минерализованной трещиноватости с пониженной золотоносностью является то, что они секут складчатые структуры не смещая их. Ориентировка жил перпендикулярна простиранию осей складок. Это свидетельствует об их складчатом происхождении. Наряду с крутопадающими минерализованными трещинами скола присутствуют трещины отрыва с кварцевым заполнением. Оба типа трещин образуют структурный парагенезис, характерный для взбросовых (надвиговых) деформаций.

Всего в пределах Аркачанского рудного поля известно 5 рудных зон, представляющих собой практический интерес (см. рис. 1): Антовчан и Дябханья, расположенные в бортах одноименных ручьев, рудные зоны 3 и 4, выходящие в левом и правом бортах долины р.Аркачан соответственно, и Сеймчанская, расположенная в левом борту долины. Ширина минерализованных зон изменяется от первых метров до 70 м, а мощности отдельных рудных прожилков — от 0,5 до 5 см, а в отдельных случаях достигают 0,2—0,5 м.

При изучении минерального состава первичных руд месторождения Аркачан автором установлены из гипогенных рудных минералов: арсенопирит, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, пирротин, марказит, буланжерит, висмутин, густавит, данаит, глаукоdot, тетрадимит, золото самородное, висмут самородный, Ag-Bi-Pb-сульфосоли. Гипергенные минералы представлены самородным золотом, серебром и медью, скородитом, малахитом, ярозитом, мелантеритом, гидрогетитом, гетитом, гидрогематитом, пиролюзитом; жильные минералы — кварцем и карбонатом. В рудных зонах, вскрытых эрозионным срезом на высотных отметках от 1300 до 850 м, карбонат определен как бурый сидерит, на горизонте 700 м в керне скв. 13 (рудная зона 3) белый полупрозрачный карбонат — как доломит.

Медь характерна для всех типов руд. Ее содержание в гипогенных рудах изменяется от 0,01 до 6,4% (среднее 1,51%), а коэффициент корреляции с золотом равен 0,41. В окисленных рудах происходит перераспределение меди и золота. Зависимость между этими элементами также характеризуется положительным коэффициентом корреляции 0,26. Высокие содержания меди в руде месторождения Аркачан позволяют считать ее вторым главным полезным компонентом, а само месторождение целесообразно рассматривать как золото-медное.

Формирование руд месторождения Аркачан происходило в две стадии, разделенные между собой небольшими тектоническими подвижками. Ранняя стадия — пирит-арсенопирит-халькопирит-висмутиновая золотоносная,

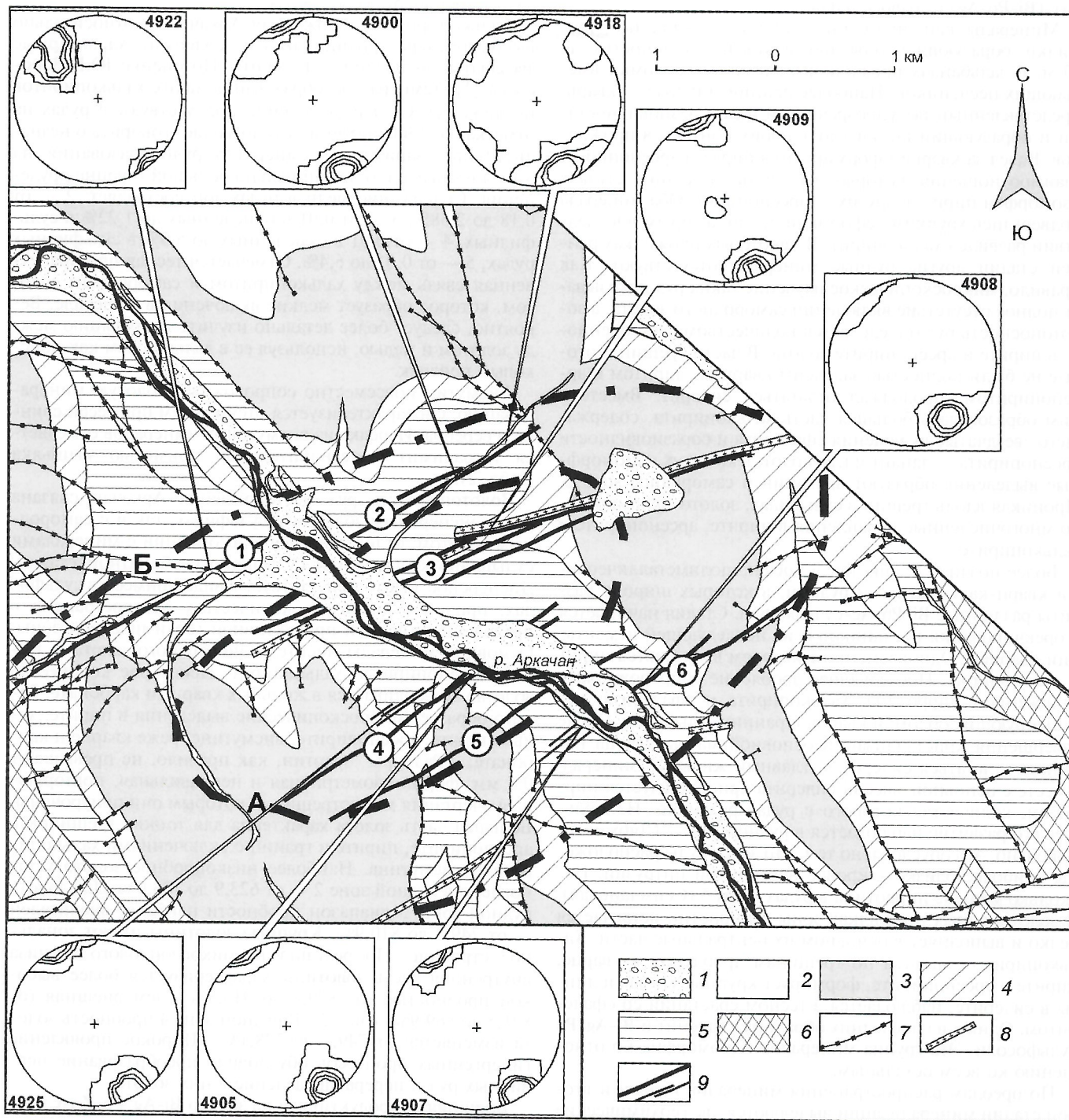


Рис. 1. Геологический план месторождения Аркачан и диаграммы ориентировки зон золоторудной минерализации. По материалам В.Н. Соловьева, 1989, с дополнениями автора:

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — эчийская свита, нижняя подсвита (песчаники мелкозернистые, слоистые, плитчатые, алевролиты); кыгылтасская свита, подсвита: 3 — верхняя (переслаивание песчаников средне- мелкозернистых, массивных, слоистых с пачками алевролитов), 4 — нижняя, вторая пачка (преимущественно алевролиты темно-серые и черные, редкие малоомощные пласты мелкозернистых песчаников), 5 — нижняя, первая пачка (грубо- среднезернистые песчаники, алевролиты с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников, прослой брахиоподового ракушняка, маркирующий пласт сульфидизированных конгломератов); 6 — солончакская свита, верхняя пачка (чередование пачек алевролитов разнозернистых и песчаников мелко- среднезернистых); 7 — разломы; 8 — дайки; зоны: 9 — золоторудные и перспективного прожилкования; рудные (цифры в кружках): 1 — Антофан, 2 — Дяханья, №№ 3, 4, 5, 6 — Сеймчанская. Зоны месторождения: А — Au-Bi-Te-Cu-Co-As, Б — Bi-Ag-Pb-Zn-Cu-As.

поздняя — пирит-пирротин-арсенопирит-халькопирит-(Bi-Pb-Ag) сульфосоли.

Минералы ранней стадии слагают маломощные прожилки, образующие зоны прожилкования мощностью до 70 м. В зальбандах прожилков отмечаются обломки вмещающих песчаников. Наиболее ранний минерал — кварц, представленный полупрозрачной и белой разновидностями и образующий щетки вдоль обоих контактов прожилков. Вслед за кварцем формируются пирит и арсенопирит, взаимоотношения которых различны: в одних случаях изоморфен пирит, в других — арсенопирит. Оба минерала подверглись хрупким деформациям, по которым впоследствии развился халькопирит. В некоторых прожилках ранней стадии другие рудные минералы отсутствуют. Как правило, микроскопическое изучение таких руд показывает полное отсутствие включений самородного золота, а золотоносность руд определяется количеством растворенного в пирите и арсенопирите золота. В части трещин, которые не были полностью залечены кварцем, пиритом и арсенопиритом, продолжал отлагаться сидерит. Вместе с ним образовалась большая часть халькопирита, содержащего звездчатые включения сфалерита и соразновидности арсенопирита — данаит и глаукоdot, в которых идиоморфные выделения образуют висмутин и самородное золото. Проникая вдоль трещин в сульфидах, золото сформировало многочисленные вкрапления в пирите, арсенопирите и халькопирите.

Более поздняя стадия представлена полиметаллическими кварц-карбонатными рудами, в которых широко развиты различные Bi-Pb-Ag-сульфосоли. Стадия начинается с брекчирования песчаников и их последующей цементации кварцем. Одновременно с кварцем выделяются пирит и арсенопирит. Последующее дробление сопровождалось отложением пирротина, халькопирита и сфалерита, цементирующих обломки кварца и ранних сульфидов. После завершения кристаллизации основной массы кварца начинает отлагаться сидерит — главный жильный минерал. Вместе с основной массой сидерита кристаллизуется пирротин, количество которого в рудах различно. Наибольшее его развитие наблюдается в рудной зоне 2 (Дябханья). Вероятно, это обусловлено тем, что здесь руды расположены наиболее близко к кровле нескрытой интрузии. Несколько меньше пирротина в рудах зоны 5 (Сеймчанская). В золотоносных прожилках зоны 4 пирротин встречается редко и выполняет в основном их центральные части. Халькопирит отлагается по трещинам дробления в кварце, пирите и арсенопирите, формирует крупные гнезда и линзы в сидерите, наблюдается в тесном сростании со сфалеритом. Одним из последних образуется галенит и Bi-Ag-Pb сульфосоли. Эта группа минералов идиоморфна по отношению ко всем остальным.

По ореолам распространения минералов первой и второй стадий минерализации выделяются две геохимические зоны. Центральная зона представлена Au-Bi-Te-Cu-Co-As рудами, периферийная — Bi-Ag-Pb-Zn-Cu-As (см. рис. 1).

Внутренняя продуктивная на золото Au-Bi-Te-Cu-Co-As геохимическая зона месторождения включает рудные зоны 3, 4 и юго-западный фланг зоны 2 (Дябханья). Она характеризуется широким развитием минералов группы арсенопирита, пирита, халькопирита и висмутина. Ее золотоносность обусловлена как наличием самородного золота в рудах, так и руд, преимущественно арсенопиритовых, в которых золото рассеяно. Типоморфный минерал-индикатор золотоносности руд внутренней геохимической зоны — арсенопирит. Он образует мелкие и крупные кристаллы с ромбическим сечением, звездчатые сростки, разноразмерные агрегаты внутри жил. По данным микронзондового анализа среди разновидностей минерала различаются чистый и кобальтоносный арсенопириты, данаит и глаукоdot (табл. 1). Особенность месторождения —

повсеместное присутствие данаита и глаукоdot в высокозолотоносных рудах зон 3 и 4.

Халькопирит месторождения Аркачан — относительно высокотемпературный, так как содержит характерные звездчатые включения сфалерита. По оценке Ю.К.Воробьева [1], температура образования таких халькопиритов не ниже 550°C. Эти включения присутствуют в рудах на отметках от 1300 до 850 м, что позволяет говорить о незначительных вариациях температур рудообразования на этом интервале и о потенциально большой глубине оруденения. Содержание меди в рудах зон составляет: 2 — от 0,18 до 2,58%, 3 — от 0,01 в окисленных до 1,22% в сульфидных, 4 — от 0,01 в окисленных до 5,9% в сульфидных рудах, 5 — от 0,01 до 6,4%. Отмечается тесная пространственная связь между халькопиритом и самородным золотом, которое образует мелкие включения в минерале. Вероятно, следует более детально изучить корреляцию между золотом и медью, используя ее в дальнейшем как поисковый признак.

Висмутин повсеместно сопровождает золотую минерализацию. Он характеризуется отсутствием примесей свинца и серебра. Изредка из висмутовых минералов отмечается тетрадимит с незначительной примесью мышьяка (табл. 2).

Золотоносность руд месторождения Аркачан связана как с дисперсным золотом в сульфидах, так и с самородным золотом, отложившимся в ассоциации с минералами сульфидно-кварцевой и сульфидно-карбонатной стадий. Дисперсное золото присутствует в виде примеси в сульфидах, причем в значимых количествах распространено в пределах внутренней продуктивной геохимической зоны. Основные минералы-носители дисперсного золота — пирит, арсенопирит и халькопирит. Некоторое количество золота устанавливается в жильных кварце и карбонате. Золото образует микроскопические выделения в пирите, халькопирите, арсенопирите, висмутине, реже кварце и карбонате. Размеры золотинок, как правило, не превышают 0,5 мм, форма изометричная и неправильная, повторяющая очертания микротрещин, к которым они приурочены. Большая часть золота характерна для тонких трещинок в арсенопирите, пирите и границ с включениями халькопирита и висмутина. Наиболее низкопробное золото установлено в рудной зоне 2 — от 623,9 до 723,0‰. Для золота рудной зоны 3 диапазон пробности наиболее значителен — от 749,3 до 810,9‰. Крупные золотины имеют зональное строение. По результатам микронзондового анализа внутренняя часть золотины характеризуется более высокой пробностью (от 879,8 до 913,8‰), чем внешняя (от 821,5 до 869,9‰) (рис. 2). В рудной зоне 4 пробность золота изменяется от 749,7 до 778,1‰. Широкое проявление гипергенных процессов обусловило преобразование первичных руд и перераспределение в них золота.

Внешняя непродуктивная на золото Bi-Ag-Pb-Zn-Cu-As зона представлена минералами поздней полиметаллической стадии и в ней также широко развит арсенопирит, который отлагается в окружении пирротина, халькопирита, сфалерита и галенита. Значительная часть арсенопирита отложилась в стадию брекчирования. Агрегаты арсенопирита вместе с сидеритом цементируют обломки песчаника, причем другие рудные минералы, как правило, отсутствуют. Арсенопирит позднего парагенезиса образует крупные мономинеральные скопления радиально-лучистого строения, кристаллизуясь или обособленно от других минералов, или вместе с халькопиритом, пиритом и пирротинном. Химический состав позднего арсенопирита отличается полным отсутствием примеси кобальта (см. табл. 1).

Галенит относится к редким минералам месторождения Аркачан и встречается в рудных зонах 2, 5 и на западном фланге зоны 1. Он ассоциирует с халькопиритом, пиритом

1. Химический состав минералов группы арсенопирита, %

Рудная зона	Fe	S	Sb	Cu	Co	Ni	As	Сумма
Внутренняя Au-Bi-Te-Cu-Co-As зона								
<i>Арсенопирит</i>								
3	35,07	20,00	0,00	0,02	0,06	0,00	45,60	100,75
	35,15	19,73	0,00	0,00	0,08	0,00	45,88	100,84
	34,70	19,36	0,00	0,00	0,24	0,00	46,08	100,38
	34,91	19,03	0,01	0,00	0,05	0,00	45,27	99,27
	34,79	20,00	0,00	0,00	0,29	0,02	44,76	99,86
	34,46	19,99	0,03	0,13	0,20	0,00	44,97	99,78
4	35,23	20,27	0,00	0,00	0,35	0,00	44,93	100,78
	35,18	20,84	0,00	0,00	0,35	0,00	43,77	100,14
	34,51	19,80	0,00	0,00	0,65	0,00	45,13	100,09
	34,37	20,06	0,00	0,00	0,99	0,00	45,31	100,73
	35,06	20,91	0,00	0,00	0,54	0,00	44,60	101,11
<i>Данаит</i>								
3	32,73	19,53	0,02	0,00	1,88	0,01	45,84	100,01
	30,86	19,84	0,03	0,03	4,22	0,01	44,27	99,26
	25,60	19,64	0,04	0,00	9,35	0,03	44,89	99,55
	24,98	20,45	0,02	0,08	8,78	0,02	44,42	98,75
	28,82	19,65	0,01	0,12	5,77	0,00	45,37	99,74
	31,40	19,53	0,02	0,05	3,06	0,00	45,39	99,45
	26,11	19,99	0,03	0,16	9,48	0,01	44,29	100,07
4	33,22	19,69	0,00	0,00	1,94	0,00	45,91	100,76
	29,84	19,28	0,01	0,00	5,44	0,00	45,41	99,98
	30,22	20,27	0,00	0,00	5,32	0,00	44,53	100,34
<i>Глаукодит</i>								
3	19,94	21,84	0,04	0,05	13,50	0,02	44,61	100,00
	21,34	20,43	0,02	0,20	13,01	0,01	44,97	99,98
4	17,65	21,14	0,00	0,21	16,50	0,27	43,47	99,24
	12,70	20,15	0,00	0,31	21,53	0,23	44,77	99,69
	16,05	20,36	0,02	0,13	18,36	0,47	44,74	100,13
	13,52	19,28	0,00	0,45	22,05	0,33	44,79	100,42
Внешняя Bi-Ag-Pb-Zn-Cu-As зона								
<i>Арсенопирит</i>								
2	34,92	20,85	0,00	0,02	0,05	0,00	44,36	100,20
	35,09	20,94	0,00	0,00	0,08	0,00	44,31	100,42
	34,72	20,32	0,00	0,00	0,05	0,00	44,97	100,06
	34,71	20,70	0,01	0,00	0,05	0,00	44,71	100,18
	34,59	20,49	0,00	0,00	0,07	0,00	45,37	100,52
	34,83	20,95	0,01	0,00	0,05	0,00	44,26	100,09
	35,01	20,46	0,00	0,00	0,05	0,00	45,15	100,67
	34,37	21,56	0,00	0,00	0,04	0,00	44,35	100,32

2. Химический состав минералов висмута внешней зоны месторождения Аркачан

Минерал	S	Pb	Ag	Bi	Te	Cu	As	Sb	Сумма
Внутренняя Au-Bi-Te-Cu-Co-As зона									
<i>Висмутин</i>	18,66	0,00	0,00	81,54	0,00	0,00	0,00	0,01	100,21
	18,20	0,00	0,00	81,70	0,01	0,00	0,00	0,00	99,91
	18,03	0,00	0,00	80,67	0,01	0,00	0,00	0,31	99,02
	18,59	0,00	0,00	78,77	0,00	0,23	0,00	0,83	98,42
<i>Тетрадимит</i>	5,75	0,00	0,00	63,92	25,75	0,334	1,97	0,00	97,724
	5,78	0,00	0,00	63,43	26,33	0,273	2,08	0,00	97,893
	5,75	0,00	0,00	61,92	29,24	0,164	2,13	0,00	99,204
	5,75	0,00	0,00	60,56	28,86	0,233	2,22	0,00	97,623
Внешняя Bi-Ag-Pb-Zn-Cu-As зона									
<i>Висмутин</i>	17,50	6,27	0,00	74,22	0,00	0,00	0,00	0,00	97,99
	18,81	2,74	0,00	78,52	0,00	0,00	0,00	0,00	100,07
	18,15	1,80	0,00	78,81	0,00	0,00	0,00	0,00	98,76
	18,56	2,43	0,00	79,77	0,00	0,00	0,00	0,00	100,76
	18,16	2,86	0,00	79,95	0,00	0,00	0,00	0,00	100,97
<i>Маковикит *</i>	17,34	0,00	13,45	68,95	0,00	0,00	0,00	0,00	99,74
	17,68	0,00	14,16	68,75	0,00	0,00	0,00	0,00	100,59
	17,92	0,00	17,84	64,11	0,00	0,00	0,00	0,00	99,87
<i>Х-фаза*</i>	17,17	9,96	8,43	62,92	0,00	0,00	0,00	0,00	98,48
	17,64	9,22	9,28	63,54	0,00	1,04	0,00	0,05	100,77
	17,03	10,71	10,22	61,38	0,00	0,00	0,00	0,00	99,34
	17,31	10,91	10,25	61,29	0,00	1,15	0,00	0,04	100,95
<i>Густавит*</i>	16,87	19,11	8,89	55,72	0,00	0,00	0,00	0,00	100,59
<i>Викингит*</i>	16,24	25,82	7,49	50,18	0,00	0,00	0,00	0,00	99,73
	16,23	24,94	7,74	50,51	0,00	0,00	0,00	0,00	99,42
	16,08	27,39	7,94	48,05	0,00	0,00	0,00	0,00	99,46
	16,55	25,76	8,10	48,68	0,00	0,00	0,00	0,00	99,09
<i>Бенджаминит *</i>	17,07	21,09	8,96	49,26	0,00	0,00	0,00	3,42	99,80
	17,38	21,01	8,03	50,96	0,00	0,19	0,00	3,15	100,72
<i>Козалит *</i>	15,62	37,39	2,05	44,70	0,00	0,00	0,00	0,00	99,76
	15,90	37,19	2,15	44,57	0,00	0,00	0,00	0,00	99,81
	16,62	37,39	2,05	44,70	0,00	0,00	0,00	0,00	100,76
<i>Висмутоплагинит</i>	17,56	37,09	0,00	44,75	0,00	0,00	0,00	0,00	99,40
	17,27	36,92	0,00	44,85	0,00	0,00	0,00	0,00	99,04
	16,42	37,46	0,00	45,63	0,00	0,00	0,00	0,00	99,51
	16,60	38,46	1,40	43,12	0,00	0,00	0,00	0,00	99,58
	15,77	36,84	3,81	42,47	0,00	0,00	0,00	0,00	98,89
<i>Айкинит</i>	16,49	36,15	0,00	39,62	0,00	7,07	0,00	0,18	99,51
	16,42	36,59	0,00	39,97	0,00	5,76	0,00	0,26	99,00
	16,42	35,87	0,00	37,69	0,00	8,27	0,00	0,19	98,44
<i>Ag-лиллианит *</i>	14,75	46,33	2,95	35,64	0,00	0,00	0,00	0,00	99,67

* Минералы, находящиеся в тесном сростании с висмутином и требующие дополнительной диагностики

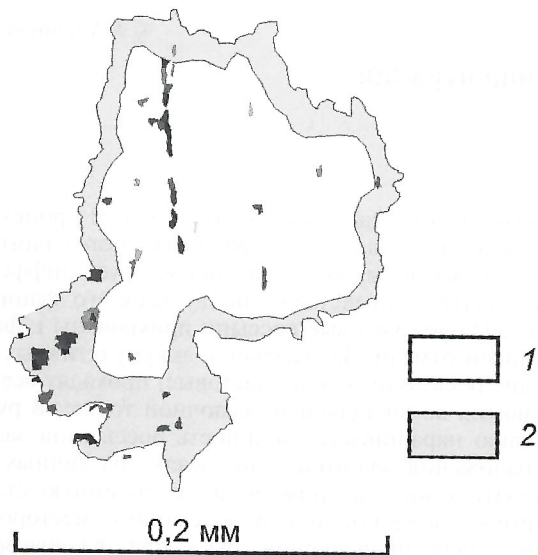


Рис. 2. Самородное золото из зоны окисления месторождения Аркачан. Рудная зона 3, обр. к-551009.

зона: 1 — внутренняя, 2 — внешняя

и сфалеритом, выделяется вслед за ними и, по-видимому, является одним из концентраторов серебра. Установлено, что в галените постоянно присутствует примесь Bi в количестве от 0,1 до 4,27% (массовые доли). При этом в прямой пропорции находится и сереброносность минерала, изменяющаяся от 0 до 1,77%. Такое сочетание свидетельствует о наличии в галените тонких включений минералов Ag и Bi.

Сфалерит распространен во внешней зоне месторождения. Он образует мелкие неправильные выделения в массе сульфидов, среди которых преобладают пирит, халькопирит и галенит, выполняет тонкие трещины в более ранних пирите и халькопирите. Сфалерит не содержит эмульсионной вкрапленности халькопирита и маложелезистый. Для зоны 2 (Дябханья) содержания примесей составляют (массовые доли %): Fe — от 0,8 до 5,0; Cd — от 0,18 до 0,28, 5 (Сеймчанская): Fe — от 0,15 до 1,58; Cd — от 0,27 до 0,44. Типоморфной особенностью минерала может считаться обратная зависимость между содержаниями Fe и Cd, отсутствие примеси In, характерной для месторождений оловорудных формаций [3].

Сульфосоли Bi-Pb-Ag ряда распространены только во внешней зоне месторождения Аркачан. Минералы образуют тесные взаимные срастания и их точная микроскопическая диагностика затруднена. К числу минералов, диагностированных с большой долей уверенности, можно отнести маковикит, густавит, викингит, бенджаминит, козалит, висмутоплагинит, айкинит, Ag-лиллианит (см. табл. 2). Минералы формируют цепочки линейно ориентированных сростков в халькопирите или отлагаются в виде игольчатых и удлинённых агрегатов в галените и на контакте галенита со сфалеритом. Наблюдается замещение минералами Ag-Pb-Bi ряда более ранних сульфидов — арсенопирита, халькопирита, образование в сфалерите игольчатых выделений. В целом, это группа наиболее поздних минералов, характеризующих смену золотого типа минерализации серебряным.

Из приведенных материалов можно сделать следующие выводы:

1. Месторождение Аркачан приурочено к куполу не вскрытого интрузива с кровлей, залегающей на глубине от 900 до 2400 м. Рудные тела представлены пучками мало-мощных прожилков, простирание которых перпендикулярно осям складок.

2. Минеральный состав руд месторождения Аркачан сопоставим с таковым некоторых золото-редкометалльных месторождений Дербек-Нельгесинской рудной зоны (Галечное, Хоспохское). Основное отличие рассматриваемого месторождения — отсутствие в рудах олова.

3. В пределах месторождения выделяются две геохимические зоны: продуктивная внутренняя с Au-Bi-Te-Cu-Co-As минерализацией и непродуктивная внешняя с Bi-Ag-Pb-Zn-Cu-As минерализацией.

4. На глубоких горизонтах месторождения Аркачан следует ожидать понижения пробы золота, увеличения количества сульфидов, появления вкрапленных золотосодержащих руд по мере приближения к кровле интрузива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьев Ю.К. Типоморфные особенности высокотемпературных халькопиритов / Состав и структура минералов как показатели их генезиса. — М.: Наука, 1978. С. 165—170.
2. Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. — Новосибирск: Наука, 1975.
3. Костин А.В. Геохимические особенности сфалерита, халькопирита и галенита оловорудных и свинцово-цинковых месторождений Якутии / Минералого-геохимические и генетические особенности руд и магматических пород оловоносных узлов Якутии. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1986. С. 92—108.

Строение дифференцированного аллювия в зонах концентрации мелких и тонких частиц золота

А.А.БЛИНОВ

Аллювий в той или иной степени реагирует на любые изменения, происходящие в пределах площадей водосборных бассейнов. Вместе с тем выявлены общие закономерности формирования и строения толщи речных отложений. Стало классическим представление Е.В.Шанцера [9] об аллювиальной свите как о закономерно построенной группе осадочных фаций. Нормальная схема ее формирования предусматривает в осадочном процессе наложение все более мелкозернистых отложений.

Состав аллювия, как известно, наследует особенности пород питающей провинции. При этом эта связь становится определяющей по мере уменьшения величины водотока. В изученных нами разрезах аллювия малых рек, дренирующих глинистые породы чехла Русской платформы, отложения стрежневой фации русла, которые обычно ассоциируются с толщей грубого обломочного материала, представлены супесью с прослоями песка, а в пределах размыва рекой мощной песчаной толщи флювиогляциальных отложений, наоборот, дефицит глинистых частиц ощущается даже в составе наиболее тонкозернистой пойменной фации аллювия. Таким образом, в речных долинах фиксируется разнообразный литологический состав аллювиальных фаций, но при этом обычно прослеживается закономерное наложение мелкозернистых отложений на крупнозернистые. Нарушение данной последовательности напластований речных отложений отмечается на участках минерального россыпеобразования. Возможности использования этого литологического признака металлоносности речного осадка при оконтуривании россыпных объектов не ограничиваются литологическими наблюдениями, а допускают применение методов разведочной геофизики [1]. Характер напластований литологически разнородных слоев относится к разряду текстурной характеристики осадочной толщи. Перед тем как рассмотреть причины и выявленные элементы текстурно-литологического обособления зон концентрации мелких и тонких частиц золота в аллювии, целесообразно обратиться к пониманию процесса их россыпеобразования на участке речной долины.

Концентрация мелких и тонких частиц золота в дифференцированном аллювии. Россыпи мелких и тонких частиц золота в дифференцированных толщах аллювия называются косовые и отличаются от традиционно отрабатываемых пластовых способом образования и строением. Косовая россыпь образуется в равновесную динамическую стадию развития участка речной долины при взаимодействии геологического и гидрологического факторов россыпеобразования. Геологический фактор определяет выведение в эрозионный срез рыхлой, подготовленной для россыпеобразования золотоносной массы обломочных пород; гидрологический — обеспечивает одновременно транспортировку золотоносного обломочного материала, поступившего со склонов долины в речное русло, сепарацию минеральных частиц по гидравлической крупности и многократное наложение порций речного осадка повышенной золотоносности. Равновесное динамическое состояние гидравлической системы на участке речной долины предполагает интенсивную боковую эрозию в русле, что обеспечивает вовлечение в россыпеобразование золотоносного материала со склонов долины, а также многократное переотложение толщ ранее сформированного речного осадка, дезинтеграцию и гидравлическую сортировку слагающих его минеральных зерен.

Осадконакопление на таком участке долины происходит под воздействием единого (неразветвленного) винтообразного потока воды, который способствует дифференциации аллювия, представительству всех его фаций. В разрезах аллювия косовые россыпи приурочены к фации прирусловой отмели. Зарождаясь в аккумулятивных грядах на дне реки, они, как и пластовые, проходят все стадии развития во вмещающей осадочной толще. В русловую стадию наращивается мощность россыпной залежи путем наложения золотоносного осадка различных этапов аккумуляции в речном русле. В долинную стадию формируется основной объем россыпного месторождения в результате приращения друг к другу разновозрастных намывных сегментов поймы, вмещающих элементарные россыпные залежи. При дальнейшем переходе участка речной долины в фазу врезания гидросети, косовая россыпь сохраняется в террасовых массивах речных отложений, в которых подвергается воздействию процессов гипергенеза, приводящих к нарушению первичных напластований слоев в осадочной толще, а вслед за этим к перераспределению в ней тяжелых минеральных частиц, в т.ч. и золота. Винтовая циркуляция воды в речном потоке наиболее проявлена на изгибах русла. Гидрологическими исследованиями установлен оптимальный показатель степени его искривления (близко к окружности), в условиях которого формируется единый винтообразный ток воды. Как это будет показано, на таких участках гидравлической системы наблюдается контрастно изменяющееся дифференцированное скоростное поле движения водных струй в поперечном сечении их потока, и создаются условия для оптимального отделения друг от друга минеральных частиц по принципу гидравлической эквивалентности. Дифференциация частиц золота по дну паводкового русла реки, занимающего при этом большую часть ее долины, включая прирусловую отмель и пойму, прослежена на рис. 1. Различия в миграционной способности частиц золота разной крупности определяет пространственное обособление здесь зон концентрации мелких и тонких частиц золота. Крупные частицы золота, как более пассивные к передвижению в водном потоке, отлагаются в наиболее подвижной стрежневой части речного потока, проецируясь из эродированной части золотосодержащей породы в подножье подмывного берега реки, что на рис. 1 показано соответствующей стрелкой. Более мелкие, активные частицы золота в движущейся водной среде выносятся на склон прирусловой отмели и поверхность поймы. Скорость придонных винтообразных струй воды по направлению к бровке поймы постепенно снижается, и последовательно выпадают в осадок все более легкие частицы породы, что приводит к увеличению объема каждой фации и аллювиальной свиты в целом. Следует подчеркнуть, что винтообразная структура водного потока проявляется в руслах любого размера и конфигурации, но уровень концентрации в них мелких и тонких частиц золота является функцией силы и величины поперечной составляющей движения этого потока. Поэтому по удалению от участка искривления речного русла отмечается *нормальный* порядок наслоений осадка фации прирусловой отмели, в котором фиксируются шлиховые ореолы золота слабой насыщенности. Такое наслоение речного осадка нарушается на участках проявления в русле уникальной по силе поперечной циркуляции речной воды, приводящей к донному грядообразованию. На

гребнях намывных гряд в сторону их подвалья скорость течения воды падает, и вслед за этим осаждаются наиболее тяжелые минеральные зерна, формируется струя речного осадка, обогащенная частицами золота. Размер донных намывных гряд, а затем и заключенных в них золотоносных струй осадка, закономерно возрастает в сторону бровки поймы, где формируются самые верхние этажи аккумуляции фации прирусловой отмели. Здесь наблюдается наиболее значительный перепад скорости водных струй в связи с переливом воды на поверхность поймы. По представлениям гидрологов [8], речной поток претерпевает в этом месте сложные гидравлические изменения — «кинематический» эффект, существование которого связывается не только с замедлением скорости течения воды при растекании ее по пойме, но и с уменьшением здесь средней глубины самого руслового потока. Это приводит к подпору воды со стороны пойменного участка паводкового русла, а затем к разгрузке на бровке отмели всей массы грубозернистого материала. В пределах заливной поймы создается близкий к ламинарному режим осаднения минеральных частиц, благоприятствующий гидравлической сепарации минеральных зерен, наиболее тяжелая составляющая которых отлагается с материалом заполнения грубозернистого каркаса. Подобный «кинематический» эффект в той или иной степени проявляется на всех, без исключения, аккумулятивных формах рельефа дна речного русла. Здесь в разрезах речных отложений наблюдается обратный ход дифференциации слагающих их обломочных частиц: наложение слоев крупнозернистого осадка на слои мелкозернистого, что и придает текстурную особенность золотоносной толще аллювия. Следует также обратить внимание на кинематику образования россыпного пласта, имеющего, как известно, метрические параметры и формирующегося при условии как наложения, так и причленения друг к другу относительно разновозрастных порций (струй) золотоносного осадка. На рис. 1 это показано последовательностью вертикальных пунктирных линий, которые отражают стадии горизонтального вреза русла в породы склона речной долины, содержащих источник золота (породы коллектора). При поступлении в речное русло золотоносный материал наращивает массив осадочной толщи на противоположном берегу. При этом кластогенные частицы золота распределяются по этажам аккумуляции согласно своей гидравлической крупности. С таких позиций пласт россыпи представляет собой многослойное (*этажи грядообразной аккумуляции*) и полихронное (*сезоны аккумуляции*) осадочное образование. Теперь логично предположить существование в толще аллювия обособленных массивов отложений аномального литологического строения, формирующихся в специфичных гидродинамических условиях, возникающих на участке речной долины. Условия эти применительно к россыпеобразованию мелких и тонких частиц золота подробно рассмотрены нами в более ранних публикациях [1, 2].

Предпосылки проявления и элементы аномального строения аллювия зон концентрации мелких и тонких частиц золота. По данным гидрометеорологических наблюдений максимальный расход воды и основная доля объема твердого стока в реке приходится на весенний паводок, когда ее руслом становится все днище долины, включая пойму, и это время основного наращивания мощности фаций аллювия. Формирование его по нормальной схеме наслоений осадка происходит на всех участках речного русла, где ослаблена поперечная к общему направлению течения циркуляция воды, обеспечивающая лишь незначительное горизонтальное смещение динамической оси руслового потока. Структура его резко изменяется на крутой речной излучине: при перемещении твердых частиц в паводковый период возрастает роль поперечной к руслу со-

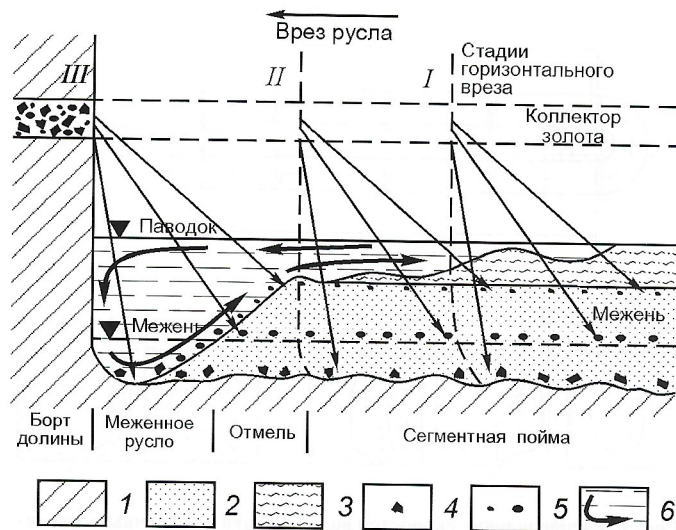


Рис. 1. Схема проецирования размерных фракций самородного золота в поперечном профиле равновесного участка речной долины [2]:

1 — борт и коренное ложе долины; отложения фаций аллювия: 2 — русловой, 3 — пойменной; частицы золота: 4 — пассивного (пластового), 5 — активного (косового); 6 — направление поперечной циркуляции воды в речном русле

ставляющей движения воды. Затем увеличивается объем береговой эрозии, на дне паводкового русла образуются аккумулятивные гряды, на которых в потоке воды возникает «кинематический» эффект, происходит наложение грубозернистого осадка. Рассматривая структуру скоростного поля водного потока, Н.И.Маккавеев [5] охарактеризовал ее на участке разворота русла как крайне неоднородную, асимметричную, контрастную по линиям равных скоростей и наиболее интенсивную по живой силе потока (рис. 2). Вполне очевидно, что в русле реки, как и на предлагаемой модельной установке, существуют прямолинейные участки течения с однородным скоростным полем водного потока, где наблюдается сравнительно слабый ток поперечной циркуляции, которая и способна обеспечить нормальную последовательность наложения обломочного материала, выпадающего в осадок, в реальном речном русле. Результаты модельных наблюдений показывают, что на участке изгиба русла резко возрастает скорость потока воды и контраст ее изменения в поперечном направлении, что благоприятствует дифференциации обломочного материала по гидравлической крупности и обособлению участков накопления тяжелых минеральных зерен, в т.ч. и золота. Одновременно с этим в речном осадке формируется аномальная гранулометрическая ассоциация обломочного материала и нарушается привычный характер напластования слоев. Согласно известному закону Эри, вес перемещаемых по дну частиц пропорционален шестой степени, а линейные размеры — квадрату скорости транспортирующего их речного потока. Предлагая расчет скорости водного потока, необходимой для передвижения обломков различной крупности, применительно к валунному материалу, В.Н.Гончаров [4] оценивает ее в 2 м/с. Следует отметить, что на участке россыпеобразования мелких и тонких частиц золота обломки валунной размерности были зафиксированы нами в разрезах фации прирусловой отмели аллювия как горных, так и равнинных территорий. Следовательно, данное значение с некоторой долей условности можно принять за реальную скорость течения поперечных струй паводковых вод в пределах прирусловой отмели до момента разлива их по поверхности поймы. Вместе с тем, по данным А.В.Чернова [8], скорость полых вод в центральной

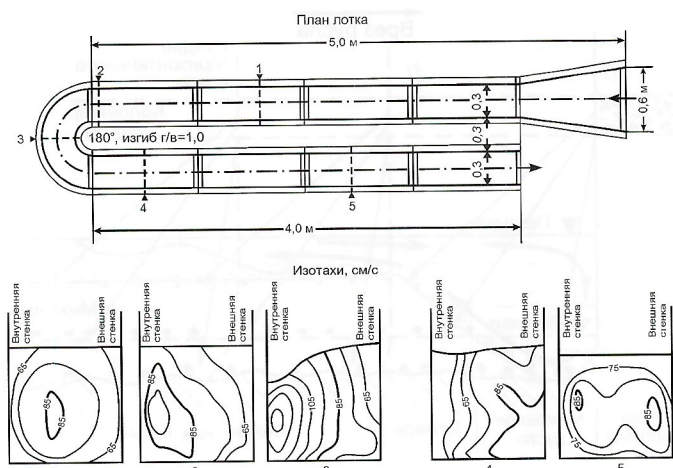
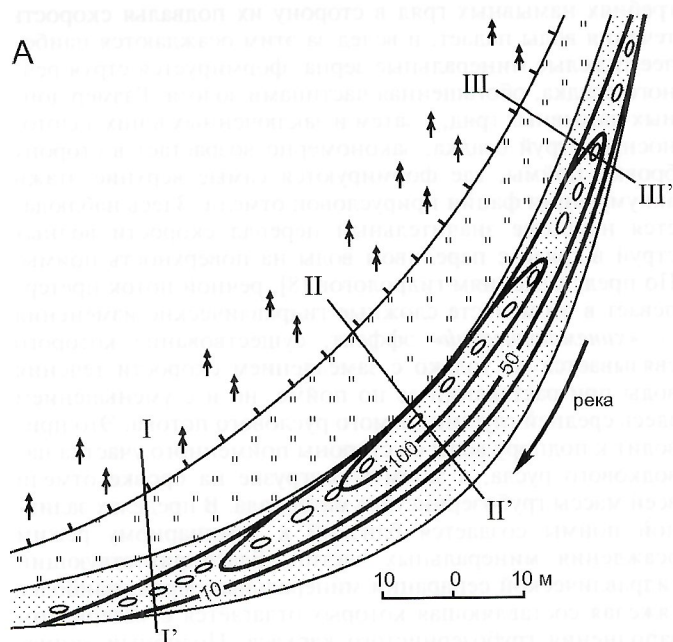


Рис. 2. Распределение скоростей водных струй в различных сечениях изогнутого канала экспериментальной модельной установки [5]

части пойменных массивов равнинных рек не превышает 0,5 м/с. Таким образом, скорость течения придонных струй воды на бровке поймы, где происходит отложение самых верхних горизонтов фации прирусловой отмели, снижается на порядок, что определяет здесь наибольший контраст литологического обособления гребневой части наноса речного грунта. Это выражается в гранулометрическом составе наслоений осадка: разрез отложений фации прирусловой отмели венчает грубозернистый горизонт, на котором с резким литологическим несогласием залегает тонкозернистый осадок пойменной фации аллювия.

Вполне очевидно, что контрастность литологического обособления наслоений фации прирусловой отмели, как и насыщенность ее частицами золота, в продольном разрезе аллювиальной свиты нарастает постепенно. Это соответствует характеру изменения кривизны динамической оси формирующего ее речного потока. План современной прирусловой отмели, изученной нами в долине р.Вилуй, схематично показан на рис. 3. Литологические колонки отражают характер изменения порядка наслоений речного осадка в зоне концентраций мелких и тонких частиц золота и за ее пределами. Аномальность строения золотоносного аллювия в зоне максимальной концентрации золота (изолинии содержания, см. рис. 3) проявляется наложением валунного горизонта отложений на галечный и песчаный. В стенках шурфов, пройденных на отмели примерно в 100 м ниже и выше по течению от зоны концентрации золота, разрезы аллювия имеют нормальный облик: валунный горизонт расположен под галечным и слагает базальную часть отложений фации прирусловой отмели. Изолинии содержания золота дают представление о постепенном снижении уровня его концентрации в пределах аккумулятивных образований как вниз, так и вверх по течению реки от участка максимального перегиба динамической оси руслового потока. Аллювий, слагающий этот молодой сегмент на участке россыпеобразования золота, имеет аномальное литологическое строение. Отсюда следует, что задача поиска россыпных залежей в пределах пойменных и террасовых массивов заключается в картировании данной литологической неоднородности. В частности, может проследиваться глубина залегания кровли грубообломочного горизонта, который в золотоносных зонах аллювия залегает под тонко- и мелкозернистыми наслоениями пойменной фации аллювия сравнительно небольшой мощности. Из практики старательского промысла известен метод зондирования шупом глубины залегания



Б

Профиль	Верхняя бровка (поверхность поймы)	Нижняя бровка (урез воды)
I-I'	13,0	15,0
II-II'	37,0	5,0
III-III'	4,3	16,0



Рис. 3. Распределение грубообломочного материала в плане и разрезе отложений формирующегося сегмента поймы в связи с их золотоносностью, р.Вилуй, среднее течение, правобережье, 672 км судового хода:

А — распределение в плане современной прирусловой отмели на участке геологического опробования в связи с уровнем золотоносности поверхностного слоя речных отложений; Б — распределение в поперечном профиле на поверхности современной прирусловой отмели (верхняя и нижняя бровки) в связи с изменением гидродинамической обстановки накопления речного осадка (содержание валунной составляющей в речных отложениях, %); В — распределение в разрезе отложений, вскрытых шурфами на различных участках поверхности молодого сегмента поймы; старый сегмент поймы: 1 — площадь, 2 — граница; площадь: 3 — молодого сегмента поймы, 4 — современной прирусловой отмели; 5 — участки поверхности прирусловой отмели с максимальным содержанием валунного материала; литологический состав отложений: 6 — супесь и суглинок, 7 — песок, 8 — галечник; 9 — профили литологического изучения аллювия в его разрезах (шурфы) и на поверхности современной прирусловой отмели; 10 — изолинии содержания частиц золота в поверхностном слое речных отложений (условные единицы)

ния кровли валунно-галечного горизонта речных отложений для заложения сети разведочных выработок. Безусловно, предпосылкой применения такого способа картирования россыпной залежи является существование шлихового ореола золота на участке русла реки. При этом контур россыпи может быть представлен как одним сегментом поймы, так и вмещать группу намывных сегментов, образованных на участке меандрирования русла по дну долины. В нижнем течении р. Чара выявлены участки россыпеобразования с одно- и многосегментным строением залежи золота при среднем содержании на пласт $0,5 \text{ г/м}^3$. Протяженность их вдоль русла примерно одинакова и составляет первые сотни метров, тогда как ширина многосегментного контура россыпи в последнем случае оказалась на порядок выше (около 500 м). Параметры россыпеобразования мелких и тонких частиц золота, как и размеры сегментов поймы, вмещающих россыпь, в речной долине зависят от величины формирующего водотока. Так, в среднем течении р. Вилюй ширина лишь одного продуктивного намывного сегмента достигает 100 м, а контур россыпеобразования, объединяющий группу таких сегментов, в поперечном профиле участка долины (массив правобережной террасы) достигает 2 км. При применении на практике данной литологической предпосылки насыщенности речного осадка мелкими и тонкими частицами золота необходимо учитывать состав пород размываемой провинции. Обращаясь вновь к примерам россыпеобразования мелких и тонких частиц золота в нижнем течении р. Вилюй, следует констатировать дефицит в породах питающей провинции псефитового материала, что определяет существенно песчаный состав отложений речного осадка. Его золотоносность подчеркивается лишь незначительной примесью обломков гравийной размерности (до 10%) и редкими включениями мелкой гальки. Тем не менее, порядок наложений аллювия в зоне концентрации мелких и тонких частиц золота сохраняет те же особенности «аномального» напластования слоев, а кровля фации прирусловой отмели представлена более крупнозернистым песчаным осадком.

В отечественной литературе при рассмотрении механизма концентрации тяжелых минеральных зерен в наложениях аллювия обращается исключительное внимание на микропульсации воды в придонной части речного потока, способствующие более полному их осаждению. Первыми работами, направленными на определение фациальной принадлежности зон концентрации мелких и тонких частиц золота, являются исследования, выполненные в бассейне рек Зея и Амур трестом «Золоторазведка» [7]. При этом была определена повышенная золотоносность грубообломочных отложений в гребневой части грядовых наносов на намывном берегу реки, но сами обломки рассматривались не как показатель особенности гидродинамического процесса при образовании золотосодержащего аллювия, а как фактор, способствующий осаждению частиц золота путем создания вихревой структуры потока. Однако, на наш взгляд, ошибочно предполагалась возможность искусственного формирования россыпей золота путем наложения на поверхность прирусловой отмели крупнообломочного материала. Примерно такое же толкование процесса концентрации частиц золота в верхних этажах аккумуляции фации прирусловой отмели дано в работе Б.М. Осовецкого [6] при рассмотрении многочисленных «эффектов» концентрации минеральных зерен тяжелой фракции аллювия. Как было показано, подобное понимание механизма накопления мелких и тонких частиц золота в наложениях речного осадка не увязывается с фактом обнаружения адекватных по уровню их концентрации как в валунно-галечных, так и гравийно-песчаных полях речных наносов. Более того, в нижнем течении р. Вилюй зоны концентрации тонких частиц золота зафиксированы так-

же и в песчано-алевритовых наложениях пойменной фации аллювия, что подчеркивает преобладающее значение мегациркуляций воды в речном русле при формировании россыпной залежи мелких и тонких частиц золота. Придонные микропульсации воды лишь стимулируют процесс отсадки тяжелых минеральных частиц из транспортирующего их потока.

Из всего сказанного можно сделать следующие выводы:

1. Литологическое обособление аллювия зон концентрации мелких и тонких частиц золота в его дифференцированных толщах отражает специфику осадочного процесса, происходящего в паводковом русле на крутой речной излучине.

2. Особенность строения золотоносной осадочной толщи проявляется в нарушении последовательности наложения слоев: кровля фации прирусловой отмели характеризуется осадочным ритмом наложения грубозернистого осадка на мелкозернистый.

3. Россыпеобразование мелких и тонких частиц золота происходит под воздействием поперечных течений воды к общему направлению движения речного потока, создающих на дне паводкового русла грядовые формы рельефа. На гребнях намывных гряд и участках перелива полых вод на поверхность поймы в структуре речного потока проявляется «кинематический» эффект, приводящий к отложению тяжелых минеральных зерен совместно с грубозернистым материалом. Микропульсации воды, обусловленные неровностями дна русла, стимулируют процесс осаждения лишь наиболее крупного размерного класса мелких и тонких частиц золота.

4. Элементы литологического обособления зон концентрации мелких и тонких частиц золота в дифференцированном аллювии надежно фиксируются при обследовании стенок горных выработок и могут использоваться в практике геологического опробования. Литологическая неоднородность осадочной толщи, проявленная на участке россыпеобразования в пределах массивов пойм и террас, позволяет оптимизировать сеть горных выработок при локализации россыпной залежи, применяя для этой цели методы разведочной геофизики.

Автор приносит благодарность сотрудникам кафедры полезных ископаемых Пермского государственного университета за оказанные консультации по вопросам литологического анализа аллювия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блинов А.А., Михайлов В.А. Опыт применения магнитометрии (каппаметрии) при выделении зон концентрации мелкого и тонкого золота в дифференцированном аллювии // Россыпи складчатых (орогенных) областей. Тез. докл. IX Всесоюзного совещания по геологии россыпей. — Бишкек, 1991.
2. Блинов А.А. Понятийная модель образования золотоносных россыпей косового типа // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 73—77.
3. Блинов А.А. Натурная интерпретация теоретической модели формирования аллювиальных россыпей косового типа // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 21—24.
4. Гончаров В.Н. Основы динамики русловых потоков. — Л.: Гидрометеиздат, 1954.
5. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. — М.: Изд-во АН СССР, 1955.
6. Осовецкий Б.М. Тяжелая фракция аллювия. — Иркутск: Изд. Иркутского ун-та, 1986.
7. Флеров В.К. Современные аллювиальные россыпи на косах и намывных островах // Тр. треста «Золоторазведка» и НИГРИ-золото. — М.—Л., 1937. Вып. 5. С. 8—9.
8. Чернов А.В. Геоморфология пойм равнинных рек. — М.: Изд-во МГУ, 1983.
9. Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // Тр. ГИН АН СССР. Сер. геол. — М., 1951. Вып. 136.

Петрогенетические особенности магматических пород Депутатского рудного поля

В.А.ТРУНИЛИНА, А.И.ЗАЙЦЕВ, Ю.С.ОРЛОВ, А.И.ИВАНОВ

Депутатское оловорудное месторождение, уникальное по запасам, расположено в юго-западной части Полоусненского синклинория (северо-восток Верхояно-Колымских мезозоид). В пределах рудного поля широко развиты магматические образования, представленные догранитоидными дайками андезитобазальтовых, андезитовых и диоритовых порфиров; Депутатским гранитным массивом; постгранитоидными дайками риолит- и гранит-порфиров и наиболее поздними — трахидолеритов, трахибазальтов, трахиандезитов, монцонитов и субщелочных лампрофи-

ров (рис. 1). Оловянное оруденение обычно генетически связывают с гранитами Депутатского массива и (или) с дайками гранит- и риолит-порфиров [16]. Проведенное авторами изучение типоморфизма породообразующих и акцессорных минералов магматических пород рудного поля, их петро- и геохимической специфики позволяет по-новому подойти к проблеме генезиса оруденения. Рассмотрению этих вопросов и посвящена настоящая статья.

Породы догранитоидных даек характеризуются пироксен-амфибол-плагиоклазовой ассоциацией вкрапленников. Пироксен представлен высококальциевым авгитом состава $Wo\ 40-41\ En\ 36-37\ Fs\ 21-23$ с пониженной железистостью $f=37-39\%$ и температурой кристаллизации $T\ 1040-970^\circ C$ (определена по мольной доле кальция [10]). Отмечены также единичные реликты ортопироксена. При давлении P около 500 МПа и T около $900^\circ C$ [20] пироксен замещается близкой по железистости (36–40%) роговой обманкой с высоким содержанием чермакитовой составляющей. В более высоких горизонтах происходит разогрев расплава и кристаллизация магнезиального паргасита (f снижается до 23% при P менее 100 МПа). На этом уровне начинается и замещение амфибола биотитом при нарастающей железистости ($T=970-850^\circ C$, $f=32-46\%$). И биотит, и амфибол образуются в условиях умеренного потенциала кислорода ($-\log fO_2=13-16$), резко возрастающего в близповерхностных условиях ($-\log fO_2$ до 9,8) [20, 22].

Среди акцессорных минералов установлены титаномангнетит, магнетит и ильменит, обогащенные хлором F-апатиты, близкие апатитам производных маловодных расплавов среднего и основного составов [15]. В породах обильны оплавленные и резорбированные обособления карбонат-кварц-плагиоклазового и санидин-кварцевого составов, которые рассматриваются как ксенолиты гранулитов фундамента [7, 15].

По петрохимическому составу породы соответствуют производным известково-щелочной магматической серии (рис. 2). Пониженные значения SiO_2 и повышенная роль калия среди щелочей (табл. 1) обусловлены интенсивным развитием как по минералам вкрапленников, так и основной массе тонкощелочного контактового биотита под влиянием становления Депутатского массива. Породы специализированы на Bi, Sb, Sn, B, As, W, Pb, Ag, Sn (здесь и далее в порядке уменьшения кларков концентрации — см. табл. 1). Однако расчеты параметров флюидного режима [22] определяют средние величины активности воды ($\log fH_2O=1,5-2,7$) и хлора ($\log fHCl=1,8-2,1$) и низкие — фтора ($-\log fHF=1-2$) при становлении даек [15], т.е. кристаллизация пород происходила при параметрах нерудоносных магматических систем. Восстановленный по методу АТМ [9] состав исходного расплава соответствует толеитовому базальту с $T\ 1300-1350^\circ C$ и глубиной генерации до 60 км. Точки составов наименее измененных диоритовых порфиров на рис. 3, где показана зависимость Rb/Sr и SiO_2 (массовое содержание, %), располагаются в поле производных толеитовой серии или у его границы. Судя по типоморфизму минералов (в частности, по высокому содержанию чермакитового минерала в амфиболе), обилию коровых ксенолитов, кварцнормативному (иногда и корундонормативному) составу, исходный

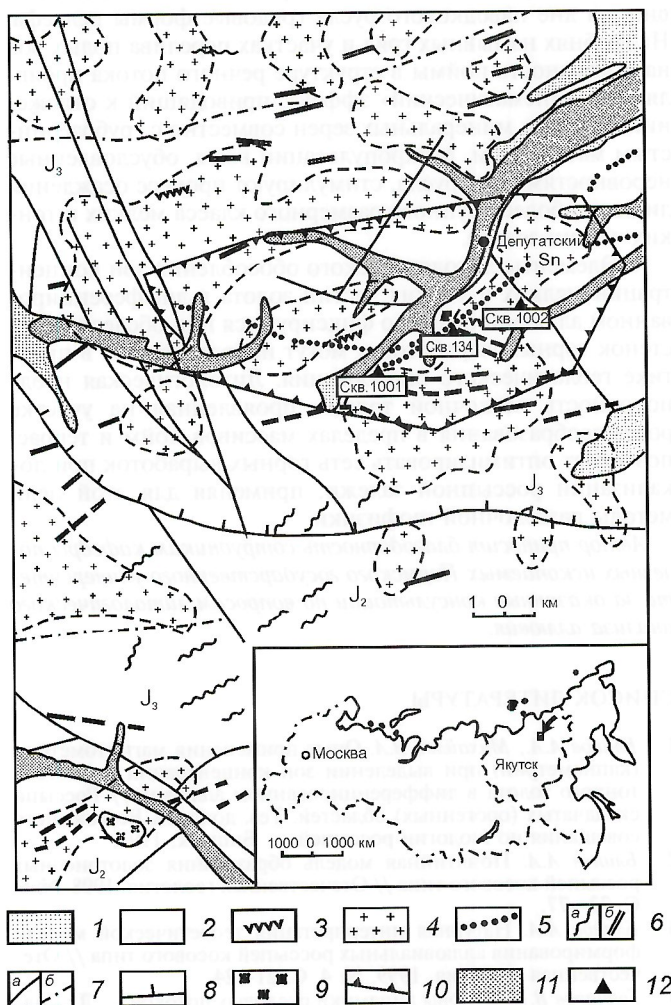


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Депутатского рудного поля. По материалам В.Г.Иванова, А.С.Нестеренко, Ю.С.Орлова, М.Н.Кочнева:

отложения: 1 — четвертичные, 2 — терригенные J_2-J_3 ; 3 — дайки диоритовых, андезитовых и сидеритбазальтовых порфиров J_3-K_1 ; 4 — граниты куполовидных выступов Депутатского массива K_1 по геофизическим данным; дайки: 5 — риолит- и гранит-порфиров K_1-K_2 ; 6 — трахибазальтов, трахидолеритов, трахиандезитов, монцодиоритов (a), субщелочных лампрофиров (б) K_2 ; 7 — разломы: a — установленные, б — предполагаемые; 8 — надвиг; 9 — зоны грейзенизации; 10 — контур Депутатского месторождения; 11 — оловянные россыпи; 12 — структурные скважины

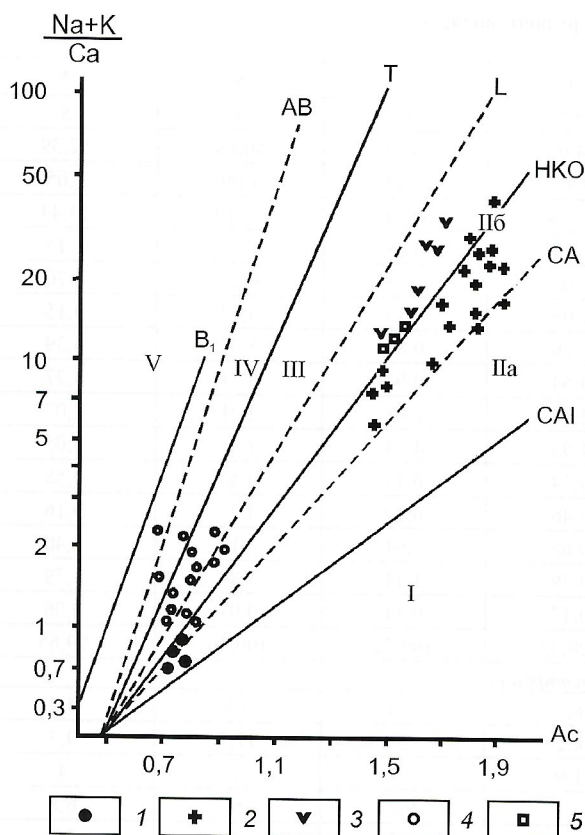


Рис. 2. Магматические серии пород Депутатского рудного поля:

1 — догранитоидные дайки диоритовых порфиров; 2 — граниты Депутатского массива; постранитоидные дайки: 3 — риолит-порфиров, 4 — среднего и основного составов; 5 — ксенолиты фундамента; основные тренды магматических серий [3]: СА — известково-щелочной — главный орогенный, НКО — высококалийный позднеорогенный; L — латитовый, Т — трахитовый; АВ — щелочно-базальтоидный, В₁ — базанитовый; поля щелочности и группы серий (пунктирные линии) [3]: I — известковое (низкокальциевая толеитовая), II — известково-щелочное (а — средне- и б — повышенокальциевая), III — субщелочное (высококальциевая), IV — щелочное базальтовое, V — щелочное (нефелин-фенолитовая); Ас — суммарная активность катионов

базальтовый расплав был контаминирован веществом нижней коры. В результате производный от него материнский расплав для изученных даек (индекс дифференциации 43—58%, расчетная глубина формирования 38—44 км [11]) приобрел известково-щелочную специфику.

Эти выводы согласуются и с результатами изучения Rb-Sr изотопных систем диоритовых порфиров. В них установлено присутствие Sr из разных источников. Соответственно, полученные возрастные датировки широко изменяются от 118 ± 18 до 231 ± 14 млн. лет при вариациях первичных изотопных отношений стронция (I_0) от 0,7072 до 0,7083. По геологическим данным возраст даек отвечает волжскому веку поздней юры или границе юра—мел.

Депутатский массив вскрыт тремя структурными скважинами в центре рудного поля (минимальная глубина залегания гранитов 236—380 м от поверхности). Его кровля имеет сложную морфологию с многочисленными куполами, над которыми и расположены основные рудные тела месторождения. Массив сложен средне- и мелкозернистыми порфировыми и порфировидными до невадитовых биотитовыми гранитами, часто в разной степени грейзенизированными. Зоны грейзенизации образуют залежи, чередующиеся через 2—8 м в апикальной зоне и через 6—15 м в более глубоких горизонтах. Над апикальными выступами массива мощностью до 70 м, над его кровлей среди ороговикованных пород наблюдаются

«горизонты» метасоматитов кварц-турмалинового, турмалин-эпидот-мусковитового, эпидот-турмалин-кварцевого составов. Судя по субгоризонтальному залеганию, эти зоны грейзенов и метасоматитов сформированы при проникновении остаточных растворов гранитного расплава верхних горизонтов магматической камеры в трещины контракции, возникшие в процессе их охлаждения и усадки. Субгоризонтальные залежи соединяются и пересекаются крутопадающими зонами трещинных грейзенов, прослеженных вплоть до забоя наиболее глубоких скважин (1200 м от поверхности) и сформированных за счет растворов, поступающих из более глубоких горизонтов.

Наиболее ранний минерал гранитов — плагиоклаз. Его первая генерация, сохранившаяся в ядрах крупных зональных зерен и в небольших самостоятельных зернах коррозийных очертаний, представлена андезином N 45-38 со степенью упорядоченности st 0,6—0,8 и высоким (до 20%) содержанием ортоклазового минала. Зоны, окружающие такие ядра, сложены олигоклазом N 20-26, st 0,7—1, т.е. кристаллизация на этом этапе шла в нормальном регрессивном режиме. Периферические же зоны плагиоклаза при плавном снижении основности до N 15-18 имеют заметно более низкую st до 0,3. Обычно подобная зональность формируется вследствие разогрева расплава в близповерхностных условиях [8]. Для гранитов массива это вряд ли приемлемо, поскольку в порфировых разностях плагиоклаз основной массы имеет высокую st , т.е. кристаллизуется при охлаждении расплава. И только его периферические зоны, как и во вкрапленниках, резко неупорядочены. По мнению авторов, эти факты можно объяснить с позиции вторичного разогрева гранитов под воздействием тепла глубинных источников.

Щелочной полевой шпат гранитов также обладает структурной зональностью. Центральные части его зерен сложены промежуточным микроклином $s-2V=62-70^\circ$ или калий-натриевым полевым шпатом с близкими соотношениями альбитового и ортоклазового миналов. По периферии зерен фиксируется высокий микроклин или ортоклаз $s-2V=42-51^\circ$, что указывает на повышение температуры. Максимальная температура кристаллизации полевых шпатов по двуполевошпатовому геотермометру составляет $900-950^\circ\text{C}$.

Амфибол в гранитах отмечен только в виде мелких включений в калиевом полевым шпате. Биотит представлен итонит-сидерофиллитом. Его ранняя генерация имеет железистость f 65—72%, глиноземистость al' 23—26% и кристаллизуется при T 780—720°C; поздняя генерация более железистая (f 76—87%) и глиноземистая (al' 26—28%) образуется в поздний постриматический этап при T 680—640°C. По высоким содержаниям галоидов и распределению Cl и F между биотитом и сосуществующим апатитом (соответственно, 0,16—0,65 и 0,9—2,62% в первом и 0,15—0,3 и 2,6—3,2% — во втором) первая генерация близка биотитам производных не гранитоидных, а андезитоидных магм. Более того, в ядрах биотита гранитов глубоких горизонтов массива установлена его умеренножелезистая высокотемпературная модификация (f 51%, T 870°C). На рис. 4 железистость биотита и содержание в нем фтора (массовое содержание, %) в поле биотитов коровой гранитной формации локализованы только точки составов поздней генерации биотитов гранитов массива, тогда как точки составов ранней генерации и грейзенового биотита расположены в полях производных корово-мантийных габбро-гранитных серий. По высоким значениям F/ОН биотиты гранитов массива сопоставимы лишь с биотитами гранитов А-типа Верхояно-Колымской орогенной области (рис. 5), имеющих корово-мантийное происхождение.

Акцессорные цирконы гранитов характеризуются ZrO_2/HfO_2 (63—38 и иногда до 79—84% в ядрах), присутствием цирконам корово-мантийных гранитоидов [17], и

1. Средний петрогеохимический состав магматических пород Депутатского рудного поля, %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
<i>n</i>	7	19	18	12	6	9	5
SiO ₂	51,48	71,01	70,90	74,03	71,80	50,68	52,39
TiO ₂	1,13	0,31	0,37	0,15	0,24	1,09	1,05
Al ₂ O ₃	16,36	13,40	13,80	13,18	13,00	15,10	13,44
Fe ₂ O ₃	0,66	0,68	0,56	0,14	0,68	0,72	1,15
FeO	6,95	2,34	2,46	2,07	2,78	6,27	5,70
MnO	0,14	0,06	0,06	0,05	0,15	0,13	0,15
MgO	4,74	0,42	0,51	0,26	0,81	5,71	6,39
CaO	6,07	1,02	1,32	0,54	0,91	6,71	6,27
Na ₂ O	1,88	2,67	3,03	2,91	1,65	2,21	2,07
K ₂ O	3,22	5,36	4,95	4,95	4,71	3,86	5,05
P ₂ O ₅	0,36	0,18	0,15	0,14	0,14	0,43	0,58
F	0,14	0,33	0,28	0,46	0,22	0,22	0,16
H ₂ O	3,18	0,81	0,85	0,68	1,91	3,12	3,40
CO ₂	3,05	1,17	1,00	0,59	1,11	3,84	1,79
Собщ.	0,16	0,24	0,19	0,17	0,11	0,07	0,06
Сумма	99,52	100,00	100,43	100,32	100,22	100,16	99,65
<i>Элементы, кларки концентрации</i>							
B	6,7	5,1	4,2	6,3	2,4	3,8	4,4
Li	9	7	5,6	4,2	5	17,3	9,3
Rb	4,4	2,1	1,9	1,9	0,7	2,7	4
Be	2,5	2,4	2,4	5,4	0,7	6	6,8
Sr	0,3	0,3	0,4	0,2	0,5	3	2,7
Ba	3,2	1	0,9	0,3	0,8	7,8	8,3
Sn	15	4,6	5	5,4	3,5	1,9	1,3
W	4,3	8	8	14,7	3,7	3,7	4,3
Mo	2,3	2,8	2,6	2,7	1,6	3,2	2,6
Bi	76	260	280	890	50	71	70
Sb	6,5	6,8	7,7	8,5	19,2	31,7	38,4
Ag	2,3	29,5	19,2	48	22	2,5	3,5
As	7,5	15,2	15,4	15,4	12	22	50
Pb	4,1	1	1,2	1	1	2,7	2,8
Zn	1,2	1,4	2,9	0,7	1,9	0,7	0,9
Cr	0,3	1,8	2,4	1,3	0,4	1,3	2,2
V	0,2	1,5	5,4	0,3	0,3	0,7	0,7
Ni	0,2	2	1,8	1,8	0,9	0,2	0,6
Co	0,5	1,2	0,6	0,6	1,2	0,5	0,5

Примечание. Цифры в шапке: 1 — догранитоидные дайки; граниты Депутатского массива: 2 — среднезернистые биотитовые, 3 — мелкозернистые и невадитовые биотитовые, 4 — среднезернистые двуслюдяные; постгранитоидные дайки: 5 — риолит- и гранит-порфиры, 6 — трахибазальты, трахидолериты, 7 — лампрофиры; *n* — число силикатных анализов. Анализы выполнены в отделе физико-химических методов ИГАБМ СО РАН, аналитики Д.А.Кулагина, М.А.Слепцова, С.Г.Щелчкова, Г.А.Капышева

обогащены, как и последние, редкоземельными элементами. Апатит представлен обычным для коровых гранитов S-типа F-апатитом, но распределение галогенов в нем ($F_{\text{апатита}}/Na_2O_{\text{породы}}=0,1-0,15$; $Cl_{\text{апатита}}/Na_2O_{\text{породы}}=0,2-0,4$) также отвечает таковому в этих минералах производных андезитоидных магм [4]. Содержание пиропового минала в аксессуарном гранате (до 14%) определяет нижнекоровый уровень генерации материнского расплава [5]. Кроме пироп-альмандина, в гранитах присутствуют реститовые оплавленные зерна альмандин-гроссуляра (до 66,3% гроссулярового минала), типичные для глубоко метаморфизованных нижнекоровых субстратов.

Петрогеохимический состав пород массива характеризуется низкими величинами нормативного корунда (0,4—1,9 в наименее измененных гранитах глубоких гори-

зонтов); резко дифференцированными трендами редкоземельных элементов с минимальными содержаниями Eu при повышенных как легких, так и тяжелых РЗЭ (рис. 6) и величинах La/Yb (18—22 при 5—12 в производных гранит-лейкогранитной формации региона); геохимической специализацией на широкий круг рудных элементов: Bi, Ag, As, W, Sb, B, Sn. Расчеты, выполненные разными методами [2, 9] определяют исходный расплав как сиалический, генерировавшийся в нижнекоровых субстратах при *P* около 800 МПа и *T* 900—950°C. На рис. 3 точки составов гранитов расположены вблизи границ полей континентальных коровых пород и пород толеитовых серий, что также подчеркивает участие глубинных источников в процессах генерации и эволюции гранитоидного расплава.

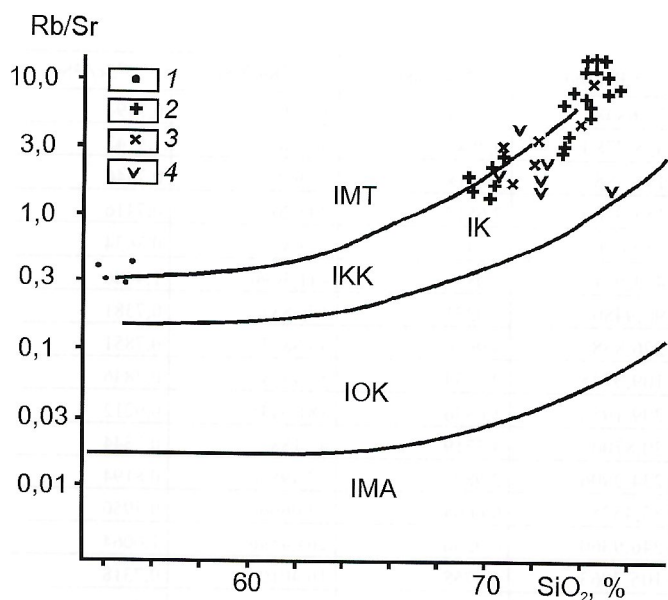


Рис. 3. Соотношение Rb/Sr и SiO_2 магматических пород Депутатского рудного поля:

1 — догранитоидные дайки диоритовых порфиров; 2 — граниты массива; 3 — постгранитоидные дайки гранит- и риолит-порфиров; 4 — ксенолиты фундамента; поля диаграммы [21], магматические породы: IMT — толеитовой серии, IOK — океанской коры, IKK — континентальной коры, IMA — щелочно-мантийные

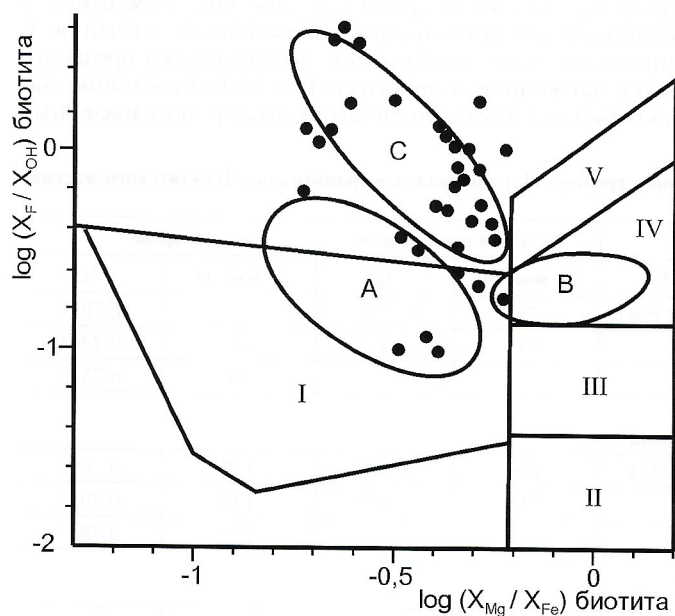


Рис. 5. Диаграмма соотношений $\log (X_F / X_{OH})$ и $\log (X_{Mg} / X_{Fe})$ в биотитах гранитов:

точки — составы биотитов гранитов Депутатского массива; поля составов биотитов гранитоидов северо-востока Верхояно-Колымских мезозоид: А — гранодиорит-гранитной (IS-тип), В — гранит-лейкогранитной (S-тип) формации, С — щелочно-полевошпатовых и щелочных (А-тип) [6]; поля составов биотитов гранитоидов — производных расплавов [18]: I — образованных путем контаминации и ассимиляции субморских метаосадков; II — первичных океанических; III — корово-мантийных; IV — мантийно-коровых; V — коровых анатектических

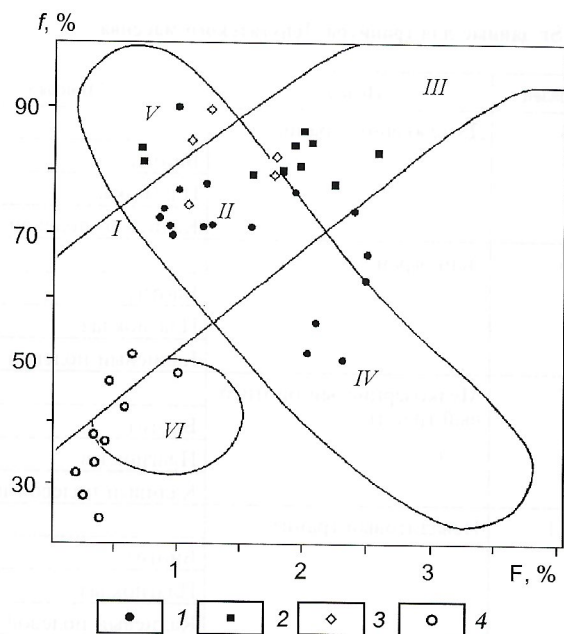


Рис. 4. Зависимость фтористости и железистости биотитов магматических пород Депутатского рудного поля:

биотиты: 1 — ранней генерации гранитов массива, 2 — поздней генерации гранитов массива, 3 — грейзенов, 4 — поздних даек основного состава; поля диаграммы [4], производные: I, II, III — диорит-гранитных серий, IV, II, V — габбро-гранитных серий, VI — мантийных магм

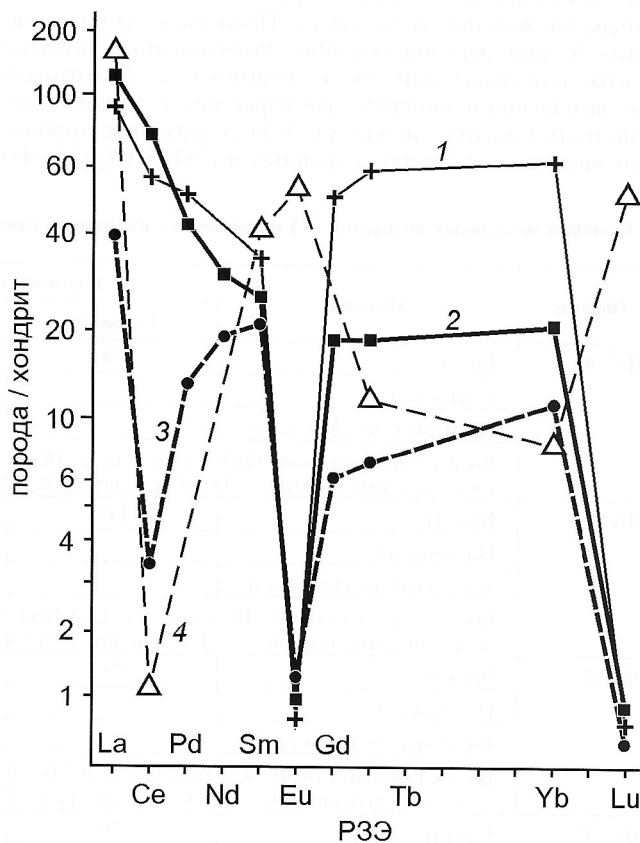


Рис. 6. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в магматических породах Депутатского рудного поля:

граниты: 1 — А-типа, 2, 3 — Депутатского массива; 4 — риолит-порфир

2. Rb-Sr данные для гранитов Депутатского массива

Образец	Порода	Минерал	^{87}Rb , мкг/г	^{86}Sr , мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
ФС-4	Двуслюдяной гранит		38,6848	0,9774	39,1241	0,7494
		Биотит	525,7780	0,7843	662,6697	1,4147
		Плаггиоклаз	145,8850	10,3184	13,9757	0,7346
		Калиевый полевой шпат	154,9760	7,6517	20,0209	0,7416
ФС-6	Лейкогранит		110,6303	3,3457	32,6861	0,7634
		Биотит	484,9711	1,0863	441,3090	1,4406
		Плаггиоклаз	90,9480	5,0271	17,8835	0,7381
		Калиевый полевой шпат	226,8382	4,9956	44,8863	0,7851
ФС-7	Мелкозернистый биотитовый гранит		109,9725	2,1134	51,4374	0,7846
		Биотит	299,1958	1,6336	181,0445	0,9212
		Плаггиоклаз	20,8700	4,3719	4,7188	0,7344
		Калиевый полевой шпат	234,2906	2,9885	77,4958	0,8194
ФС-11	Невадитовый гранит		35,4525	0,6604	53,0666	0,7950
		Биотит	246,9360	0,9230	264,4596	1,0064
		Плаггиоклаз	105,7863	6,3758	16,4010	0,7318
		Калиевый полевой шпат	95,6069	24,1063	3,9204	0,7148

Как правило, породы массива относят к производным гранит-лейкогранитной формации S-типа [16], к которым они близки по количественно-минеральному составу и принадлежности к промежуточной между умеренно- и повышенной калиевой известково-щелочной магматической серии (см. рис. 2). Однако, как было показано, типоморфные особенности их породообразующих и аксессуарных минералов заметно различаются. Напомним, что для гранитов S-типа региона обычны упорядоченные полевые шпаты, олигоклазовый состав плаггиоклаза, биотитовый или двуслюдяной минеральный парагенезис, высокая железистость биотита, низкие (4–8%) содержания пиропового минерала в аксессуарных гранатах и $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ (25–45)

— в цирконах; низкие (не выше 750–800°C) температуры кристаллизации, высокая активность воды, кислорода и фтора при низкой — хлора [13].

Изучение Rb-Sr изотопных систем гранитов Депутатского массива (табл. 2, 3) в целом подтверждает эти выводы. С гранитами A-типа они сопоставимы по относительно высоким концентрациям Rb при низких Sr как в породах, так и в слагающих их минералах. Все минералы гранитов массива характеризуются заметной элементной и изотопной гетерогенностью. Повышенные значения I_0 минералов, особенно биотитов, подразумевают предысторию в эволюции изотопного состава Sr и их изотопные характеристики имеют вторичный характер, обусловленный

3. Значения модельных возрастов (T) и первичных изотопных отношений стронция (I_0) минералов и гранитоидов Депутатского массива

Образец	Минерал	Плаггиоклаз		Калиевый полевой шпат		Порода	
		T, млн.лет	I_0	T, млн.лет	I_0	T, млн.лет	I_0
ФС-4	Биотит	74	0,7199	75	0,7206	75	0,7077
	Плаггиоклаз			81	0,7184	41	0,7264
	Калиевый полевой шпат					29	0,7333
	Возраст биотита ($n=4$) 74 ± 3 млн.лет, $I_0=0,7163 \pm 0,0122$; то же полевых шпатов — 38 ± 64 млн.лет, $I_0=0,7286 \pm 0,0244$						
ФС-6	Биотит	117	0,7084	116	0,7109	117	0,7092
	Плаггиоклаз			122	0,7070	120	0,7075
	Калиевый полевой шпат					125	0,7053
	Возраст биотита ($n=4$) 116 ± 1 млн.лет, $I_0=0,7094 \pm 0,0210$; то же полевых шпатов — 122 ± 9 млн.лет, $I_0=0,7068 \pm 0,0042$						
ФС-7	Биотит	75	0,7294	69	0,7432	74	0,7304
	Плаггиоклаз			82	0,7289	75	0,7293
	Калиевый полевой шпат					94	0,7159
	Возраст биотита ($n=4$) 74 ± 7 млн.лет, $I_0=0,7317 \pm 0,0108$; то же полевых шпатов — 81 ± 30 млн.лет, $I_0=0,7279 \pm 0,0229$						
ФС-11	Биотит	79	0,7104	78	0,7136	70	0,7419
	Плаггиоклаз			96	0,7095	115	0,7084
	Калиевый полевой шпат					121	0,7035
	Возраст биотита ($n=4$) 77 ± 14 млн.лет, $I_0=0,7194 \pm 0,0272$; то же полевых шпатов — 116 ± 32 млн.лет, $I_0=0,7068 \pm 0,0147$						

Примечание. Расчеты значений T и I_0 производились по паре: минерал—минерал и минерал—порода, предполагая их изотопное равновесие.

более поздними процессами. Полученные два интервала датировок минералов: 115–125 и 70–94 млн.лет ограничивают возрастные этапы формирования Rb-Sr систем гранитов массива. Для совокупности валовых проб и полевых шпатов Rb-Sr изотопная датировка 119 ± 7 млн.лет, $I_0 = 7073 \pm 0,03$. Начало кристаллизации гранитов определено в 122 млн.лет, а возраст биотита 117 млн.лет отвечает времени закрытия изотопной системы минерала при охлаждении магматической системы до температуры 300°C . В расплаве по изохронным построениям $I_0 = 0,7068$ и близко этому параметру гранитов А-типа [14]. В то же время рассчитанные для отдельных образцов калиевых полевых шпатов низкие значения $I_0 = 0,7053 - 0,7035$ могут отвечать первичной неоднородности магмообразующих субстратов, а могут быть обусловлены и подвижностью элементов Rb-Sr систем минералов при наложении на них более поздних геологических процессов.

Время нарушения изотопных систем минералов по совокупности К-Аг датировок и модельных расчетов Rb-Sr систем минералов в гранитах имело место около 100 млн.лет назад (близко времени внедрения постгранитоидных даек, о чем будет сказано ниже) и происходило при участии флюидов. Молодые датировки в интервале 70–94 млн.лет, полученные по биотитам ряда образцов, вероятно, соответствуют времени закрытия изотопных систем минералов при медленном охлаждении теплового поля Депутатского рудно-магматического узла. Наличие отрицательной корреляции между модельными возрастными полевыми шпатов и значениями их модельных I_0 ($r = -0,992$) и между модельными датировками биотитов и значениями их I_0 ($r = -0,593$) поддерживает двухстадийную модель эволюции изотопного состава Sr гранитов массива.

Рассмотрим рудогенерирующие возможности гранитной системы как таковой. Важнейшая роль в реализации потенциальной рудоносности магматических систем принадлежит флюидному режиму их становления. Расчеты на основе минеральных геотермометров и геобарометров указывают на низкую водонасыщенность материнского расплава и постепенное обогащение его водой по мере кристаллизации с достижением предела насыщения только при образовании грейзенов (рис. 7). Активность воды, хлора и фтора хотя и возрастала при кристаллизации эманационно обогащенных летучими апикальных горизонтов массива, но не достигала значений, характерных для рудоносных систем [13] и становление наблюдающейся части массива не могло обеспечить формирование значимого оловорудного месторождения. Более существенный рост этих параметров имел место при кристаллизации гранитов наиболее вскрытых горизонтов массива (рис. 8), что говорит о возможности образования водонасыщенных рудоносных остаточных расплавов и растворов в условиях глубокой дифференциации во внутренних частях магматического очага. Длительной дифференциации способствовало поступление дополнительного тепла и летучих при внедрении постгранитоидных даек, о чем свидетельствуют как рассмотренные особенности состава полевых шпатов, так и исследования Rb-Sr систем (подчеркивается соответствующими возрастными Rb-Sr датировками).

Постгранитоидные дайки риолит- и гранит-порфиров, как правило, интенсивно изменены до образования серицит-каолинит-хлорит-карбонат-кварцевых метасоматитов. Наименее измененные дайки характеризуются пироксен-биотитовой ассоциацией темноцветных минералов. Пироксен представлен пижонитом ($f = 40\%$, $T = 1050^\circ\text{C}$). Среди полевых шпатов вкрапленников преобладает санидин ($-2V = 15 - 40^\circ\text{C}$), плагиоклаз имеет состав низкопорядоченного андезина N 30–40. Железистость биотита в процессе его формирования и снижения T от 920 до 650°C возрастает от 34 до 55% с одновременным ростом содержания в нем галогенов и снижением потенциала кислоро-

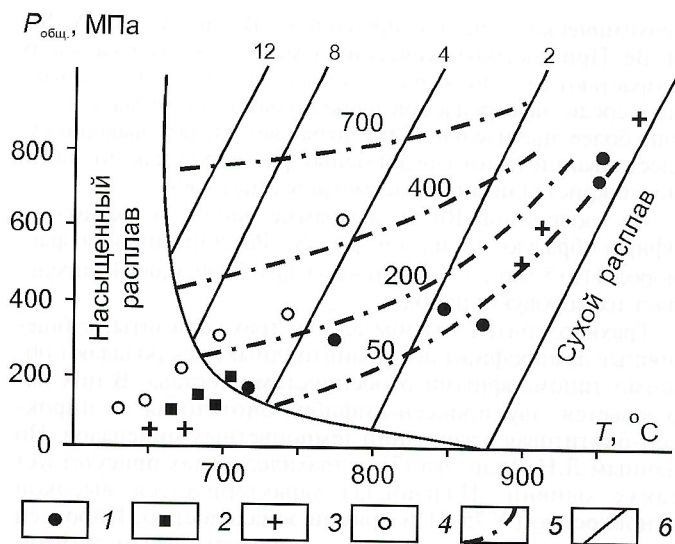


Рис. 7. Р-Т-диаграмма системы гранит-вода при независимых $P_{\text{общ.}}$ и $P_{\text{H}_2\text{O}}$ [19] для магматических пород Депутатского рудного поля:

1 — биотитовые граниты; 2 — грейзенизированные граниты и грейзены Депутатского массива; 3 — гранит- и риолит-порфиры постгранитоидных даек; 4 — граниты S-типа региона (гранит-лейкогранитная формация); кривые: 5 — независимого $P_{\text{H}_2\text{O}}$, МПа, 6 — $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}$, %

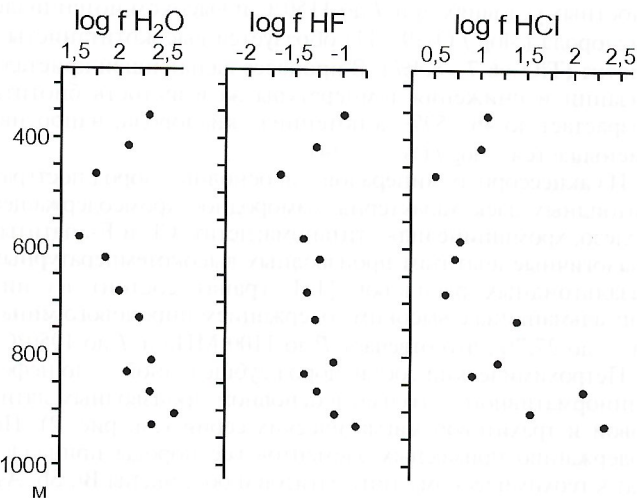


Рис. 8. Флюидный режим кристаллизации гранитов Депутатского массива. Разрез по скважине 1002

да ($-\log f \text{O}_2$ от 11 до 14), а также ростом активности воды и галогенов, и лишь в поздней генерации параметры кристаллизации биотита отвечают таковым рудоносных систем ($\log f \text{H}_2\text{O}$ до 3,2; $\log f \text{HCl}$ до 2,9).

По петрохимическому составу риолит- и гранит-порфиры принадлежат к переходной от известково-щелочной повышенокалиевой к латитовой магматической серии, а на диаграмме Rb/Sr— SiO_2 положение точек их составов близко таковому гранитов массива (см. рис. 2, 3). Как и в последних, величина нормативного корунда низкая (0,4–3,3). Тренды редкоземельных элементов резко дифференцированные, но с проявленным, в отличие от гранитов массива, максимумом Eu при минимуме Ce (см. рис. 6), что говорит о присутствии на уровне магмогенерации основных пород и об интенсивной метасоматической проработке магмообразующих субстратов глубинными флюидами [1]. Расчетная глубина магмогенерации 28–30 км отвечает нижнекоровому уровню, $\text{La/Yb} = 14 - 20$ близки таковым гранитоидов латитового ряда. Породы

геохимически специализированы на Bi, Ag, As, Sb, W, Sn, В, Ве. При постмагматических изменениях содержания их возрастают от 3 до 50 раз, а в породах даек, локализованных среди экзогрейзенов надкупольной части массива — еще более значительно. Это позволяет сделать вывод о существовании потока рудоносных растворов как до, так и после кристаллизации рассматриваемых даек.

На изохронной Rb-Sr диаграмме риолит и гранит-порфиры образуют тренд (см. рис. 8). Рассчитанный возраст пород 112 ± 5 млн. лет, а величина $I_0 = 0,7099 \pm 0,0004$ определяет их коровую природу.

Трахидолериты, трахибазальты, трахиандезиты, субщелочные лампрофиры постгранитоидных даек обладают общими типоморфными особенностями состава. В них наблюдается двупироксен-амфибол-биотитовая и пироксен-биотитовая ассоциации темноцветных минералов. По данным Л.Н. Индолева [7], в трахидолеритах присутствует также оливин. Плаггиоклаз характеризуется высокой основностью (N 75–51) и прямой зональностью. Пироксен магнетиальный, представлен высококальциевым авгитом и авгитом (Wo 30–44 En 40–51 Fs 11–30, $f=19$ –30, $T=1300$ –980°C), пижонитом и ортопироксеном (Wo 3–5 En 62–68 Fs 20–28, $f=22$ –28, $T=1150$ –1050°C). При $P=1000$ –780 МПа и $T=860$ –830°C он замещается магнезиальным до умеренножелезистого ($f=35$ –53) амфиболом состава паргасита или роговой обманки с отклонением к паргаситу. На более высоких горизонтах кристаллизуется магнезиальная ($f=28$) бурая роговая обманка. В близповерхностных условиях при T до 1150°C и высоком потенциале кислорода ($-\log fO_2=9$ –11) образуется высокотитанистый биотит ($TiO_2=6,7$ –8,4%). В процессе дальнейшей кристаллизации и снижения температуры железистость биотита возрастает до 46–50%, а потенциал кислорода, напротив, уменьшается ($-\log fO_2=11$ –14).

Из акцессорных минералов для основных пород постгранитоидных даек характерны самородное хромсодержащее железо, хромшпинелиды, титаномagnetит, Cl- и F-апатиты, аналогичные апатитам производных высокотемпературных базальтоидных расплавов [15]; гранат состоит из пироп-альмандина с высоким содержанием пиропового минала — до 27,7%, что отвечает P до 1100 МПа и T до 1050°C.

Петрохимический состав пород субщелочной — до нефелиннормативного, отвечает в основном производным латитовой и трахитовой магматических серий (см. рис. 2). По содержанию примесных элементов все породы принадлежат к геохимическому типу латитов и обогащены Bi, Sb, As, Ве, В, W, Мо, Ag, Pb, Sn. Расчетная глубина генерации магм от 40 до 60 км (отдельные расчеты по методу АТМ дают значения до 100 км). Кристаллизация поздних даек проходила при высокой активности воды и галогенов ($\log f H_2O$ до 3; $\log f HCl$ до 3,1), благоприятствующей переходу рудных элементов из расплава в флюид. Таким образом, глубинный расплав, производными которого эти дайки являлись, вполне мог послужить источником не только тепла, но и растворов, поддерживающих длительную жизнь гранитной системы и обусловивших дополнительную мобилизацию рудного вещества из окружающих пород.

В постгранитоидных дайках обильны ксенолиты гранитов фундамента размерами от нескольких миллиметров до 60 см в поперечнике, крупноблоковых пегматитов, а также обломки ксеногенных полевых шпатов и кварца и их сростания. Все ксенолиты гранитоидного состава подверглись дезинтеграции и оплавлению с появлением характерных для пирометаморфических процессов структур. Следует отметить, что тренды редкоземельных элементов ксенолитов фундамента также обладают отчетливо выраженным минимумом церия.

По двум силикатным фракциям трахидолеритов их Rb-Sr изотопный возраст определяется в 98 млн. лет при

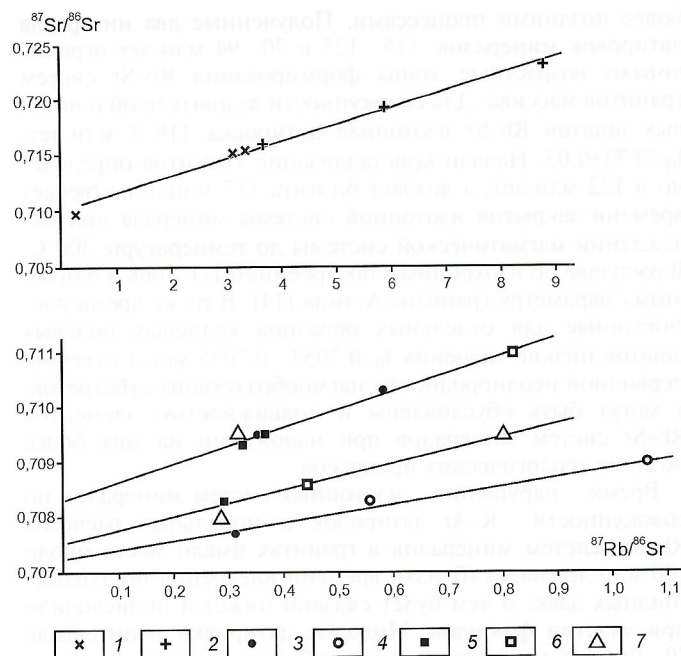


Рис. 9. Соотношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ — $^{87}Rb/^{86}Sr$ в магматических породах Депутатского рудного поля:

1 — гранит Депутатского массива, 2 — риолит-порфир; диоритовый порфирит: 3 — валовая проба, 4 — силикатная фракция; трахидолерит: 5 — валовая проба, 6 — силикатная фракция; 7 — лампрофир (валовая проба)

величине $I_0=0,7075$. Как и другие магматические породы рудного поля, поздние дайки основного состава гетерогенны по Sr. На Rb-Sr изохронной диаграмме они формируют три субпараллельных положительных тренда зависимости с разным первичным изотопным составом Sr: 0,7072; 0,7074; 0,7083 (рис. 9). Породы содержат обильные миндалины, выполненные карбонатами, и сами интенсивно карбонатизированы в постмагматическую стадию. При изучении Rb-Sr систем в карбонатной фазе обнаружены переменные значения изотопного состава $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7068–0,7153). При этом низкие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7068–0,7070) при высоких содержаниях Sr близки такому же силикатной фракции тех же образцов, а высокие $^{87}Sr/^{86}Sr$ отвечают карбонатной фазе с более низкими содержаниями Sr, т.е. также намечается два источника Sr в породах — мантийный и типично коровый.

Проведенный комплекс минералого-геохимического изучения магматических образований Депутатского рудного поля позволяет сделать следующие выводы:

1. Граниты Депутатского массива по типоморфизму слагающих их минералов, петрогеохимической специфике, характеру Rb-Sr изотопных систем несут отчетливые признаки участия мантийного вещества в процессах магмогенерации и эволюции материнского расплава.

2. Депутатское оловорудное месторождение не могло быть сформировано только в результате эволюции гранитной системы. В состав Депутатской рудно-магматической системы следует включить весь комплекс рассмотренных в настоящей работе магматических образований.

3. Постгранитоидные дайки кислого и особенно основного состава являлись дополнительными источниками тепла и летучих, обеспечившими длительность эволюции гранитной системы и дополнительную мобилизацию рудного вещества.

4. Главная причина формирования уникального по масштабам оловорудного месторождения — интенсивное мантийно-коровое взаимодействие на протяжении всего

времени функционирования рудно-магматической системы — от поздней юры (или границы юра—мел) до позднего мела включительно, что отразилось на типоморфных особенностях пород и минералов, общности геохимической специализации магматических пород разного состава, гетерогенности Rb-Sr изотопных систем.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 03-05-96079p2003Арктика.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры. — М.: Недра, 1985.
2. Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. — Л.: Недра, 1978.
3. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. — М.: Наука, 1987.
4. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе гранитоидов. — М.: Недра, 1986.
5. Ермолов П.В., Изов А.Э., Владимиров А.Г. Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре // Докл. АН СССР. 1979. № 5. С. 208—211.
6. Иванов А.И. Биотиты гранитов Депутатского массива // Проблемы геологии и освоения недр. Труды IV Международного научного симпозиума им. акад. М.А.Усова. — Томск, 2000. С. 102—104.
7. Индолев Л.Н. Дайки рудных районов Восточной Якутии. — М.: Наука, 1979.
8. Кадик А.А., Френкель М.Я. Магмообразование, сопряженное с декомпрессией пород коры и верхней мантии в присутствии летучих компонентов // Геохимия. 1980. № 4. С. 467—480.
9. Куликова В.В., Куликов В.С. Петрохимическая классификация магматических пород. — Петрозаводск, 2001.

10. Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 6. С. 1196—1199.
11. Пискунов Б.М., Абдурахманова А.И., Ким Ч.У. Соотношение <174>состав—глубина<175> для вулканов Курильской островной дуги и его петрологическое значение // Вулканология и сейсмология. 1979. № 4. С. 57—67.
12. Таусон Л.В. Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность // 27-й МКГ. Т. 9: Петрология. — М.: Наука, 1984. С. 221—228.
13. Трунилина В.А. Оловоносные рудно-магматические системы Восточной Якутии // Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 98—105.
14. Трунилина В.А. Анорогенные гранитоиды северо-востока Верхояно-Колымских мезозой / Россия, источники, их генезис и перспективы. — Якутск, 2000. С. 48—53.
15. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. и др. Геология и рудоносность магматитов хр. Полоусного. — Якутск: ЯНЦ, 1996.
16. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. — Новосибирск: Наука, 1976.
17. Хабибулина Т.С. Типология и состав цирконов гранитоидов Верхояно-Колымских мезозой (петрогенетические аспекты): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — Якутск, 2001.
18. Brimhall G.H., Crerar D.A. Ore fluids: Magmatic to supergene. In thermodynamic modeling of geological materials // Minerals, Fluids and Melts. Reviews in mineralogy. — Michigan, 1987. Vol. 17. P. 235—321.
19. Brown G.G. A comment on the role of water in the partial fusion of crystal rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1970. Vol. 9. P. 355—358.
20. Mitchell R.H., Platt R.G. Mafic mineralogy of ferroaugite syenite from the Coldwell alkaline complex, Ontario, Canada // J. Petrol. 1978. Vol. 23. P. 186—214.
21. Tischendorf G., Palchen W. Zur klassifikation von Granitoides // Z. Geol. Wiss. — Berlin. 1985. Bd. 13. Hf. 5. S. 615—627.
22. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // Amer. Mineral. 1985. № 9. P. 1228—1272.

УДК 550.42:546.42

© А.И.Зайцев, 2003

Рубидий-стронциевый возраст и источник жильного материала в оловорудных проявлениях месторождения Илнтас (Дербек-Нельгесинская рудная зона, Восточная Якутия)

А.И.ЗАЙЦЕВ

При изучении рудопоявлений в пределах рудно-магматических узлов чрезвычайно важно знание последовательности имеющих здесь место геологических событий, а так же возраста источника рудного и жильного вещества. Это позволяет установить взаимосвязь рудного процесса с конкретными геологическими событиями, создать модель становления рудно-магматического узла и определить стратегию поиска оруденения. Время проявления рудного и гидротермального процессов, как правило, оценивается косвенно на основании только геологических данных, а применение методов изотопного датирования ограничено отсутствием хороших минералов-геохронометров. Как было показано ранее [2], в ряде случаев при датировании гидротермальных процессов может быть использован жильный кварц. Настоящая работа посвящена Rb-Sr датированию кварца из жил Илнтасского рудно-магматического узла и выявлению источника их жильного материала.

Месторождение Илнтас, расположенное в пределах Дербек-Нельгесинской рудной зоны (Восточная Якутия) — представитель оловорудных месторождений турмалинового типа касситерит-сульфидной формации. Месторождение приурочено к южной части относительно крупного массива гранитоидов Безымянный и в совокупности с рядом более мелких рудопоявлений, развитых в экзо- и эндоконтактной зоне массива, образует Илнтасский рудно-магматический узел. Геологические особенности мес-

торожения и вопросы геохронологии его формирования детально рассмотрены в работах [3, 4, 5]. По комплексу геологических данных была установлена полихронность гидротермальных проявлений данного узла. При этом формирование различных стадий касситерит-сульфидной формации происходило со значительным разрывом во времени [3]. Так, на рудопоявлении Весна кварц-касситеритовая жила прорвана и смещена дайкой липарит-дацитов (K-Ar возраст 106 млн.лет), которую сечет сульфидная жила халькопирит-пирротинового состава (K-Ar возраст по легкой фракции 64 млн.лет). Кварц из кварц-турмалиновой жилы в мелкозернистых гранитах имеет K-Ar датировку в 110 млн.лет [3]. Практически это единственные определения возраста гидротермальных проявлений в районе, и они требуют уточнения и дополнения другими изотопными методами. В настоящей работе мы использовали Rb-Sr метод для датирования жильного кварца из кварцевых жил и прожилков, локализованных в южной части массива Безымянный в контуре месторождения Илнтас и определения возможных источников жильного материала в гидротермальном процессе.

Изученные кварцы, содержащие редкие выделения турмалина, при отсутствии рудных минералов, вероятно, представляют раннюю кварц-турмалиновую стадию гидротермального процесса. Два образца кварца с единичными зернами турмалина взяты из ксенолитов кварцевой жилы в лампрофировой дайке. Образцы А-2882 и А-3046

1. Данные Rb-Sr изотопного анализа жильного кварца Иллитасского рудно-магматического узла

Образец	Характеристика кварца	^{87}Rb , мкг/г	^{86}Sr , мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
A-3013	Молочно-белый, сахаровидный, местами полупрозрачный. Жила в роговиках на контакте с мелкозернистыми гранитами (водораздел ручьев Силир и Эментек)	0,1041	0,0994	1,0352	0,7234
A-3025	Серый, полупрозрачный, массивный. Жила в гранитоидах массива (водораздел ручьев Силир и Эментек)	0,2061	0,0199	10,3227	0,7383
A-3074	Белый до серого, сахаровидный, полупрозрачный. Жила в мелкозернистых гранитах (водораздел ручьев Силир и Эментек)	1,0457	0,0765	13,5121	0,7449
A-2982	Серый, прозрачный, трещиноватый, содержит турмалин. Ксенолит в дайке лампрофира (водораздел ручьев Гранитный и Эментек)	0,1673	0,1855	0,8915	0,7267
A-2984	То же	0,3612	0,2560	1,3947	0,7258
A-3046	Массивный, сахаровидный. Прожилок в аплитовидных гранитах (руч. Восточный)	0,2828	0,1220	2,2941	0,7328
A-2882	Серый, прозрачный катаклазированный. Прожилок сечет роговики и мелкозернистые граниты лейкократовой оторочки в кровле массива (р. Махаджар)	1,9350	0,0967	19,7802	0,7665

2. Содержание калия и натрия в валовом составе и газовой-жидких включениях жильного кварца Иллитасского рудно-магматического узла

Образец	Валовый состав				Газово-жидкие включения		
	K, %	Na, %	K/Na	K/Rb	K, %	Na, %	K/Na
A-3013	0,065	0,075	0,867	1739	0,0104	0,0185	0,562
A-3025	0,060	0,065	0,923	811	0,0097	0,0141	0,688
A-3074	0,120	0,070	1,714	320	0,0105	0,0144	0,729
A-2982	0,085	0,065	1,308	1415	0,0052	0,0096	0,896
A-2984	0,085	0,080	1,062	655	0,0137	0,0155	0,787
A-3046	0,060	0,065	0,923	591	0,0115	0,0147	0,782
A-2882	0,085	0,055	1,545	122	0,0122	0,0155	0,787

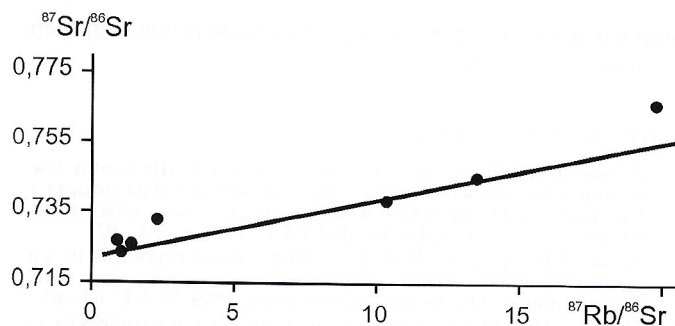
представляют собой прожилки в лейкократовой оторочке, сложенной мелкозернистыми до аплитовидных гранитами, на контакте между гранитоидами массива и роговиками. Прожилки секут граниты и ороговикованные породы.

Для изотопного анализа из фракции (1–2 мм) кварца под биноклем отбирались чистые зерна. После промывки в соляной кислоте и бидистилляте они растирались в пудру и растворялись в плавиковой кислоте. Изотопные отношения Rb и Sr измерялись на масс-спектрометре МИ-1201 методом двойного изотопного разбавления с регистрацией масс-спектров на приставке ПРМ-1 в комплексе с ЭВМ «Искра-1250». Содержания Rb, Sr и их изотопные отношения анализировались из одной навески с применением методики фторирования, рекомендованной В.С.Лепиным (Институт земной коры, г.Иркутск). Изотопные отношения стронция измерялись в области спектров фторидов стронция, что позволяет отдельно определять Rb и Sr в пределах одного масс-спектрометрического анализа. Точность измерения изотопных отношений элементов была не хуже 0,08%, доверительный интервал 90%. Параметры изохроны рассчитаны методом наименьших

квадратов с доверительным интервалом 1 σ . Для расчета возраста использована константа распада ^{87}Rb равная $1,42 \cdot 10^{-11}$ лет $^{-1}$.

Дополнительно в изученных образцах были измерены содержания калия и натрия в валовом составе и газовой-жидких включениях (ГЖВ) кварца по методике, опубликованной в [1]. Полученные результаты приведены в табл. 1 и 2.

Анализ полученных данных показывает, что изученные кварцы имеют относительно низкие с повышенной дисперсией содержания Rb и Sr. При этом, как правило, концентрация Rb в минерале выше чем Sr и высокие значения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (до 19,78) определяются содержаниями Rb ($r=0,886$), а не Sr ($r=-0,562$). Измеренные величины $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ имеют положительную корреляцию ($r=0,962$). Эта зависимость рассматривается нами как изохронная (см. рисунок) и для всей совокупности образцов ($n=7$) их Rb-Sr изохронный возраст равен 135 ± 34 млн. лет, а величина первичного изотопного отношения стронция $I_0 = 0,7234 \pm 0,0048$. Значительный разброс параметров изохроны указывает или на повышенную Sr-изотопную неравновесность, или попадание в выборку



Рубидий-стронциевая изохронная диаграмма для жильного кварца Илнтасского рудно-магматического узла

кварцев с разным возрастом. Точки значений для образцов кварца А-3046 и А-2882 лежат немного выше линии зависимости. Их Rb-Sr возраст равен 136 млн.лет (I_0 0,7284) и близок ко времени формирования жил мелкозернистых гранитов: поздних дифференциатов гранитоидной магмы, формирующей Безымянный массив [4]. Для остальных пяти образцов кварца рассчитанное значение возраста 107 ± 22 млн.лет ($I_0 = 0,7235 \pm 0,0022$) совпадает с полученной ранее К-Аг датой по кварцу (110 млн.лет) из кварц-турмалиновой жилы месторождения Илнтас [3].

Проанализированные кварцы обеих «возрастных групп» практически близки по содержанию в них К, Na, ^{87}Rb , ^{86}Sr и значениям $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и К/Na и различаются лишь по местоположению в массиве. Молодые датировки отвечают кварцам, локализованным в пределах северного фланга месторождения Илнтас, в зоне влияния субширотного разлома, контролирующего размещение оруденения. Прожилки кварца, для которых определена древняя Rb-Sr дата, расположены в прикровельных частях массива, в зоне взаимодействия гранитоидов и вмещающих терригенных пород и, возможно, представляют собой поздние дифференциаты гранитоидной магмы. Несмотря на небольшую представительность проанализированной выборки, можно предполагать, что полученные датировки отвечают конкретным геологическим событиям.

Повышенная радиогенная составляющая в составе Sr жильного кварца рудно-магматического узла (0,7235 и 0,7284) подразумевает, что источник имел очень высокое

Rb/Sr и был сильно дифференцирован относительно первичной магмы. Расчет значений изотопного состава Sr на период 107 млн.лет для различных типов пород этого узла и сопоставление их с величинами I_0 жильного кварца показывает, что последние наиболее близки по данному параметру к некоторым очень дифференцированным по Rb/Sr мелкозернистым гранитам и аплитам ($I_{107} > 0,720$; табл. 3). Другие типы пород характеризуются относительно низкими значениями I_{107} и не могли служить основным источником стронция в кварцевых жилах.

Положительная зависимость между содержаниями Rb и К в валовом составе «молодого» кварца ($r=0,91$) предполагает общность источника этих элементов, а аналогичная связь между величинами Rb/Sr и К/Na ($r=0,67$) — дифференцированный характер этого источника. Отмечается также тенденция положительной связи Sr с Na ($r=0,572$) в кварце, и с К в ГЖВ ($r=0,488$). Других зависимостей между элементами, в т.ч. и с составом ГЖВ не наблюдается. Величина К/Rb в кварцах (см. табл. 2) изменяется в очень широких пределах (122—1739) и для «молодых» кварцев в среднем составляет 988 ± 578 , что значительно выше, чем во всех типах пород рудно-магматического узла (<300) [3], а для более древних — 356 ± 332 . Значение I_0 не зависит от величины Rb/Sr ($r=0,041$). Это подразумевает, что при формировании кварцевых жил гидротермальные растворы были изначально гетерогенными по изотопному составу Sr. В то же время наличие зависимости значений I_0 от содержания К в кварце ($r=0,673$), Na в ГЖВ ($r=-0,845$) и значений К/Na в кварце (0,752) и в ГЖВ ($r=-0,92$) подразумевает, что в гидротермальные растворы Sr поступал из источников, в разной степени дифференцированных по К/Na. По близости среднего значения К/Na в валовом составе кварца такими источниками могли быть гранодиориты, лампрофиры и терригенные породы рудно-магматического узла (см. табл. 3). Величина К/Na в ГЖВ ниже, чем в валовом составе кварца и соответствует минимальным значениям этого параметра названных пород. В то же время, только в гранодиоритах отмечается положительная связь между значениями изотопного состава Sr пород на период 107 млн.лет и величиной их К/Na (коэффициент корреляции для пород из различных участков массива, рассчитанный по данным работы [4], изменяется от 0,87 до 0,92). Для лейкогранитов такая связь носит отрицатель-

3. Значения I_0 и К/Na для минералов и различных типов пород Илнтасского рудно-магматического узла

Порода	I_0			К/Na		
	n	$X \pm \sigma$	min—max	n	$X \pm \sigma$	min—max
Гранодиориты	20	$0,7087 \pm 0,0024$	0,7048—0,7129	128	$1,286 \pm 0,168$	0,854—1,849
Биотиты из гранодиоритов	5	$0,7360 \pm 0,0253$	0,7167—0,7800	—	—	—
Мелкозернистые лейкограниты	11	$0,7171 \pm 0,0118$	0,7087—0,7509	36	$1,750 \pm 0,371$	1,175—2,333
Аплиты	8	$0,7116 \pm 0,0069$	0,7063—0,7269	14	$2,239 \pm 1,366$	1,110—4,477
Лампрофиры	9	$0,7092 \pm 0,0010$	0,7080—0,7106	9	$1,335 \pm 0,406$	0,816—2,158
Терригенные породы	12	$0,7107 \pm 0,0039$	0,7038—0,7165	41	$1,186 \pm 0,407$	0,482—2,672
Кварц-I из жил (107 млн.лет)	5	$0,7235 \pm 0,0024$	0,7218—0,7253	5	$1,175 \pm 0,346$	0,867—1,714
Кварц-II из прожилков (136 млн.лет)	2	0,7284	—	2	$1,234 \pm 0,440$	0,923—1,545
ГЖВ в кварце-I	—	—	—	5	$0,751 \pm 0,102$	0,562—0,896
ГЖВ в кварце-II	—	—	—	2	$0,784 \pm 0,002$	0,782—0,787

Примечание. Rb-Sr данные для расчета I_{107} заимствованы из работы [4]

ный характер ($r=-0,445$), а в аплитах ($r=0,05$), лампрофирах ($r=0,11$) и терригенных породах ($r=0,22$) она практически отсутствует. Все это позволяет считать, что основным источником щелочных элементов и Sr в жильном кварце рудно-магматического узла могла быть гидротермальная составляющая гранодиоритового расплава длительно существующего на глубине магматического очага.

Таким образом, полученные результаты позволяют предполагать магматический источник для жильного материала в гидротермальных образованиях Илтинтасского рудно-магматического узла и подтверждают имеющиеся данные о различном времени их проявления. Однако для создания корректной геохронологической модели формирования рудно-магматического узла имеющихся данных явно недостаточно. Необходимы дальнейшие целенаправленные изотопно-геохронологические исследования с привлечением различных изотопных методов для

широкого круга рудных и нерудных минералов гидротермальных проявлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горячев Н.А., Шадрин Л.П., Сабардахова Э.Е. Щелочи и алюминий в кварце как индикаторы условий его образования // Силикаты магматических и постмагматических образований Якутии. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983. С. 88—93.
2. Зайцев А.И., Ненашев Н.И. Изотопный состав стронция из жильного материала золото-кварцевых проявлений Аллах-Юньского района // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 62—65.
3. Ненашев Н.И. Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. — Новосибирск: Наука, 1979.
4. Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Яно-Колымской складчатой области. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985.
5. Флеров Б.Л., Индолев Л.Н., Яковлев Я.В., Бичус Б.Я. Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. — М.: Наука, 1971.

УДК 552.323.6:550.93 (571.56)

© Ю.П.Барашков, З.А.Алтухова, 2003

Распределение алмазов в вертикальном разрезе кимберлитовых трубок Удачная-Западная и Удачная-Восточная (Якутия)

Ю.П.БАРАШКОВ, З.А.АЛТУХОВА

Выяснение характера вертикального распределения алмазов в кимберлитовых трубках занимает особое место в проблеме кимберлитового магматизма [6], поскольку имеет важное практическое значение и может быть использовано для прогнозной оценки алмазоносности глубоких горизонтов коренных месторождений. Существует две точки зрения: 1) алмазоносность кимберлитовых трубок с глубиной остается постоянной; 2) содержание алмазов в кимберлитовых трубках с глубиной закономерно уменьшается. Существование альтернативных взглядов на эту проблему, по-видимому, связано с тем, что определение содержания и качества алмазов по материалам разведочных и эксплуатационных работ проводилось без учета петрографических разновидностей кимберлитовых пород.

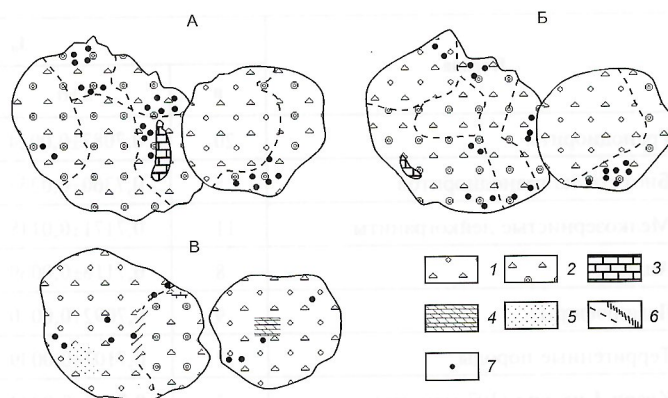
Кимберлитовые породы, выполняющие тела трубок, представлены разными петрографическими типами, среди которых выделяют кимберлитовые брекчии с массивной текстурой цемента и автолитовые кимберлитовые брекчии [4], кимберлиты с порфировой (практически лишенные видимых ксенолитов) и афировой (без визуально наблюдаемых вкрапленников) структурами. Ранее нами были выявлены различия в содержании и качественных характеристиках алмазов из различных петрографических разновидностей кимберлитов на одном уровне среза (горизонт +10 м) трубок Удачная-Западная и Удачная-Восточная [5]. В данной статье приведены результаты изучения алмазоносности однородных текстурно-структурных разновидностей кимберлитовых брекчий и содержащихся в них автолитов в вертикальном разрезе этих же трубок.

Кимберлитовые породы трубок Удачная-Западная и Удачная-Восточная представлены разновидностями с массивной текстурой цемента и автолитовыми кимберлитовыми брекчиями. В обеих трубках широко распространены автолиты, размеры которых изменяются от первых до нескольких десятков сантиметров, различного генетического типа [1], выделенные по текстурно-структурным особенностям, минеральному составу основной массы, соотношению минералов тяжелой фракции, степени алмазоносности. Содержание различных типов автолитов в автолитовой кимберлитовой брекчии (КБА) в вертикальном разрезе трубок широко изменяется. Отличительная

особенность автолитов трубки Удачная-Восточная — высокое содержание оливина, а трубки Удачная-Западная — повышенная пиритизация.

Большая часть трубки Удачная-Западная (см. рисунок) сложена КБА, отличительная особенность которой — неравномерное распределение ксенолитов осадочных и ультраосновных пород и продуктов дезинтеграции последних — ксенокристаллов гранатов и ильменитов. В этой трубке присутствуют две разновидности КБА: с безъядерными автолитами, сложенными порфировым кимберлитом (порфировые автолиты), и ядерными.

Кимберлитовая брекчия с массивной текстурой цемента (КБМ) составляет центральную и западную части рассматриваемой трубки глубже горизонта +185 м. Для КБМ характерны флогопитовый состав основной массы и присутствие значительного количества ксенолитов метаморфических пород. Продукты дезинтеграции последних представ-



Распределение петрографических разновидностей в кимберлитовых трубках Удачная-Западная и Удачная-Восточная на разных горизонтах:

горизонты: А — +265; В — +40; В — +10; 1 — КБМ; 2 — КБА; 3 — «риффы» вмещающих карбонатных пород; 4 — блок мраморизованных доломитов; 5 — афировый кимберлит; 6 — предполагаемые границы между разновидностями кимберлитовых пород; 7 — места отбора крупнообъемных проб

лены преимущественно гранатами альмандинового состава (75% общего количества этого минерала). Границы между КБА и КБМ представляют собой постепенные зоны перехода одной разновидности в другую без секущего магматического контакта.

В обеих петрографических разновидностях кимберлитовых брекчий (КБА и КБМ) трубки Удачная-Западная содержание гранатов высокое. Сравнение минералов тяжелой фракции из крупнообъемных проб кимберлитовых брекчий двух разновидностей этой трубки показало четкие различия количественных отношений минералов (гранат:ильменит) и их химического состава. Если в КБМ соотношение гранатов и ильменитов примерно равное, с незначительным преобладанием гранатов, то в КБА гранат:ильменит составляет в среднем 2,5:1. Минимальное количество гранатов содержится в КБМ, из которых 75% относится к низкохромистой, высокожелезистой группе [2]. Количество таких гранатов в пробах КБМ из эндоконтактной зоны увеличивается до 90% выборки. В целом, содержание оксида хрома в гранатах этой группы не превышает 0,06%. Среди ильменитов из КБМ присутствуют гранаты с высоким содержанием TiO_2 (50–52%) и MgO (11–14%).

В КБА указанной трубки содержание гранатов в 2–3 раза выше чем в КБМ и состав их более разнообразен. Нередко отмечаются гранаты с содержанием Cr_2O_3 от 5,9 до 10,8% и CaO от 1,42 до 4,28%, относящиеся к гарцбургит-дунитовому алмазному парагенезису. Низкохромистые, высокожелезистые гранаты (кальциевые магнезиальные альмандины) [2] составляют около 40% выборки. Для среднепорфировых автолитов характерны ильмениты с высоким содержанием титана (52–54% TiO_2), а для крупнопорфировых — высокомагнезиальные (14–18% MgO).

Большая часть трубки *Удачная-Восточная* сложена КБМ (см. рисунок), в которой сохранились оливин и разнообразные по составу ксенолиты несерпентинизированных ультраосновных пород. Преимущественно ильменитовый состав тяжелой фракции кимберлитовых брекчий (за исключением оливина) и преобладающее количество алмазов мелких классов является типоморфным признаком данной трубки. В отличие от трубки Удачная-Западная, гранаты альмандинового ряда распространены незначительно. Соотношение гранат:ильменит в составе тяжелой фракции КБМ трубки Удачная-Восточная по сравнению с трубкой Удачная-Западная изменяется и преобладающим становится ильменит, которого здесь в 3 раза больше, чем гранатов. Хромовые гранаты с высоким содержанием FeO (8–10%) и CaO в пределах 4,8–5,6% преобладают в серпентинизированной КБМ из зоны эндоконтакта трубки [2]. Гранаты близкого состава, но более кальциевые (5,7–7,0% CaO), установлены на контакте с блоком мраморизованных доломитов. Ильмениты характеризуются большим диапазоном содержания TiO_2 (от 44 до 54%) и меньшим MgO (от 8 до 12%) по сравнению с таковыми из КБМ трубки Удачная-Западная.

Авторами было проведено крупнообъемное опробование петрографических разновидностей кимберлитовых пород на горизонтах +265 м, +40 м и +10 м.

Горизонт +265 м. В трубке Удачная-Западная содержание алмазов в КБМ несколько выше, чем в КБА со среднепорфировыми автолитами и КБА с ядерными автолитами (см. таблицу). Раздельное опробование среднепорфировых и ядерных автолитов показало, что содержание алмазов в первых на порядок и более выше, чем во вторых. Противоположная картина наблюдается при сравнении алмазоносности КБА со среднепорфировыми и КБА с ядерными автолитами. В кимберлитовой брекчии с ядер-

ными автолитами алмазов содержится несколько больше, чем в брекчии со среднепорфировыми автолитами. Этот факт обусловлен повышенным содержанием алмазов крупностью –2+1 (примерно в 5 раз) в КБА с ядерными автолитами, чем в аналогичном классе КБА со среднепорфировыми автолитами (см. таблицу). Если сравнить алмазоносность только автолитов, то в серпентинизированных разновидностях содержание алмазов в 3 раза выше, чем в пири-тизированных.

В трубке Удачная-Восточная на этом горизонте алмазоносность КБМ несколько ниже, чем в КБА. Пониженная алмазоносность КБМ согласуется с повышенным содержанием алмазов в серпентинизированных и карбонатизированных автолитах указанной трубки (см. таблицу). Алмазоносность среднепорфировых автолитов с неизменным оливином значительно выше, чем в серпентинизированных и карбонатизированных разновидностях, что объясняется присутствием алмазов крупных классов и высоким содержанием микрокристаллов. Если сравнивать содержание алмазов в одних и тех же петрографических разновидностях кимберлитовых пород обеих трубок на этом горизонте, то алмазоносность западного тела существенно выше, чем восточного.

Горизонт +40 м. Проводилось опробование только пород трубки Удачная-Западная. Минимальная алмазоносность характерна мелкопорфировым автолитам и КБМ с шаровой текстурой (см. таблицу). По сравнению с ними содержание алмазов в КБМ с оливином (тело 4) в 3 раза выше. Алмазоносность афирового кимберлита сопоставима с содержанием алмазов в обособлениях со скорлуповатой отдельностью в КБМ с шаровой текстурой. Содержание алмазов в КБМ с оливином ниже, чем в обеих разновидностях КБА в 1,5–3,5 раза. Интересно, что КБА с мелкопорфировыми автолитами содержат алмазов в 6 раз больше по сравнению с самими автолитами.

При сравнении с горизонтом +265 м становится ясно, что алмазоносность всех петрографических разновидностей кимберлитовых пород трубки Удачная-Западная значительно снижается.

Горизонт +10 м. В трубке Удачная-Западная КБА на этом горизонте представлены большим количеством алмазов, чем КБМ. Содержание алмазов в КБМ трубки Удачная-Западная повышается в несколько раз по сравнению с горизонтом +40 м, но остается низким, если сравнивать с верхними частями трубки (см. таблицу). Наиболее алмазоносна КБМ из зоны эндоконтакта трубки, а минимальные значения характерны для КБМ с шаровой текстурой. Если сопоставить КБА и афировый кимберлит с таковыми на горизонте +40 м, то содержание алмазов в КБА повышается в 2 раза, а в афировом кимберлите — на порядок. Наименьшее содержание алмазов установлено в афировых карбонатизированных автолитах. Количество алмазов порфировых автолитов сопоставимо с количеством алмазов КБМ.

Породы этого горизонта в восточном теле представлены только кимберлитовой брекчией с массивной текстурой цемента. Уменьшение содержания алмазов отмечается в направлении к эндоконтактовым частям трубки и на контакте с блоком мраморизованных доломитов (см. таблицу).

Как следует из результатов проведенного исследования, в верхних частях трубки Удачная-Западная КБМ более алмазоносна, чем КБА. Среди КБА больше алмазов содержится в разновидности с ядерными автолитами. В то же время, среднее содержание алмазов в среднепорфировых автолитах на порядок больше, чем в ядерных. Этот факт, по-видимому, объясняется высоким содержанием алмазов в кимберлитовой брекчии, вмещающей ядерные автолиты, по сравнению с породой, цементирующей среднепорфировые автолиты. В верхних частях кимберлитовой трубки

*В статье содержания элементов (оксидов) представлены массовыми долями %.

Распределение алмазов в петрографических разновидностях кимберлитов трубки Удачная, усл. ед.

Пробы	Петрографические разновидности	Масса проб, кг	Ситовый класс					
			-8+4	-4+2	-2+1	-1+0,5	-0,5	Всего
Горизонт +265 Удачная-Восточная								
1	Автолиты среднепорфировые	837	0,20	0,30	1,70	0,20	8,30	10,70
2	КБА	1435	0	0,70	0,80	0,10	1,10	2,70
3	КБМ	3925	0,40	0,60	0,30	0,10	0,80	2,20
4	Автолиты среднепорфировые серпентинизированные	894	0	0,20	0,75	0,05	1,80	2,80
5	Автолиты среднепорфировые карбонатизированные	1008	0	0,40	0,30	0,10	1,50	2,30
Удачная-Западная								
6	Автолиты среднепорфировые серпентинизированные	691	4,61	0,78	1,09	0,23	7,26	13,97
7	То же с сульфидной минерализацией	939	0	1,03	1,09	0,09	2,32	4,53
8	КБА со среднепорфировыми автолитами	4075	0,56	0,71	0,24	0,13	2,37	4,01
9	КБМ	4164	0,57	0,86	1,14	0,10	2,22	4,89
10	КБА с ядерными автолитами	4013	0	0,85	1,10	0,08	2,22	4,25
11	Автолит ядерный диаметром 50 см.	56	0	0	0	0,17	0,17	0,34
Горизонт +40 Удачная-Западная								
1	Автолиты среднепорфировые серпентинизированные	225	0	1,81	0,19	0,13	Не опр.	2,13
2	Автолиты мелкопорфировые серпентинизированные	249	0	0,63	0,10	0,09	Не опр.	0,82
3	КБА с среднепорфировыми автолитами	261	0	0	0,98	0,43	Не опр.	1,41
4	Автолиты мелкопорфировые	594	0	0	0,06	0,04	Не опр.	0,10
5	КБА с мелкопорфировыми автолитами	342	0	0	0,54	0,12	Неопр.	0,66
6	Кимберлит афировый	165	0	0	0	0,17	Не опр.	0,17
7	КБМ с шаровой текстурой	480	0	0	0,07	0,06	Не опр.	0,13
8	Шаровые обособления со скорлуповатой отдельностью в КБМ	597	0	0,15	0	0,03	Не опр.	0,18
9	КБМ с неизменным оливином (тело 4)	636	0	0	0,10	0,30	Не опр.	0,40
Горизонт +10 Удачная-Восточная								
1	КБМ с неизменным оливином	978	0	0,68	0,89	0,61	0,08	2,26
2	То же в 30 м от контакта с вмещающими карбонатными породами, оливин частично серпентинизирован	931	0	0,51	0,52	0,41	0,014	1,454
3	То же в 20 м от контакта	970	0	0,75	0,57	0,38	0,01	1,71
4	То же на контакте с мраморизованными доломитами	519	0	0,27	0,64	0,38	0,07	1,26
Удачная-Западная								
5	КБМ	893	0	0,64	0,36	0,21	0,001	1,211
6	КБМ в зоне эндоконтакта	977	0	0,81	0,38	0,34	0,5	2,03
7	КБМ на контакте с КБА (зона смешения)	521	0	0,46	0,75	0,52	0,008	1,738
8	КБА	801	0	1,15	0,58	0,62	0,011	2,361
9	КБА на контакте с КБМ (зона смешения)	383	0	0,74	0,66	0,57	0,044	2,014
10	КБМ с шаровой текстурой	655	0	0,15	0,53	0,29	0,04	1,01
11	Афировый кимберлит	917	1,62	0	0,34	0,16	0	2,12
12	Автолиты афировые	142	0	3,56	2,12	1,22	0,13	7,03
13	Автолиты карбонатизированные	316	0	0	0,69	0,25	0,034	0,974
14	Автолиты среднепорфировые	748	0	0	0,86	0,43	0,018	1,308

Удачная-Восточная КБА более алмазоносна, чем КБМ, что хорошо согласуется с высоким содержанием алмазов в автолитах.

На горизонте +40 м в трубке Удачная-Западная отмечается резкое падение алмазоносности во всех петрографических типах пород. Высокая алмазоносность КБА с мелкопорфировыми автолитами, вероятно, является следствием

высокой алмазоносности вмещающей кимберлитовой брекчии.

Алмазоносность КБМ трубки Удачная-Западная на горизонте +10 м повышается к эндоконтактовой зоне, но она ниже, чем в автолитовой кимберлитовой брекчии. Повышенное содержание алмазов в КБА обусловлено высокой алмазоносностью афировых автолитов. В трубке Удач-

ная-Восточная содержание алмазов в КБМ практически не отличается от таковой верхних горизонтов. Здесь отмечается падение алмазности к эндоконтактовым частям трубки и на контакте с «рифом» мраморизованных доломитов.

Изучение распределения алмазности в вертикальном разрезе кимберлитовых трубок позволило установить следующие факты:

1. В верхних частях алмазность трубки Удачная-Западная выше, чем трубки Удачная-Восточная.

2. В трубке Удачная-Восточная среднее содержание алмазов с глубиной практически не изменяется; Удачная-Западная — алмазы распределяются закономерно, имеется тенденция уменьшения алмазности с глубиной.

3. В трубке Удачная-Западная на горизонте +10 м количество алмазов увеличивается к эндоконтактам трубки, тогда как в трубке Удачная-Восточная наблюдается обратная картина. Это объясняется увеличением в трубке Удачная-Восточная количества ксенолитов в эндоконтактной зоне и на контакте с блоком мраморизованных доломитов.

Таким образом, в результате проведенного исследования установлено, что алмазность кимберлитовых тру-

бок с глубиной может оставаться постоянной (трубка Удачная-Восточная) и может закономерно уменьшаться (трубка Удачная-Западная). Отсюда следует, что содержание алмазов в верхних горизонтах кимберлитовых трубок не может быть использовано для прогнозной оценки глубинных горизонтов коренных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алтухова З.А. Автолитовые кимберлитовые брекчии Якутии. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1990.
2. Алтухова З.А. Типы гранатов в автолитах и кимберлитовых брекчиях трубки Удачная (Якутия) // ЗВМО. 2002. № 6. С. 79—85.
3. Алтухова З.А., Барашков Ю.П. Кристалломорфологические типы алмазов из автолитов, массивной и автолитовой кимберлитовых брекчий Якутии // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 9—13.
4. Атлас текстур и структур кимберлитовых пород / В.П. Корнилова, К.Н. Никишов, В.В. Ковальский, Г.В. Зольников. — М.: Наука, 1983.
5. Барашков Ю.П., Алтухова З.А. Особенности распределения алмазов в петрографических разновидностях кимберлитовых трубок Удачная (Якутия) // ЗВМО. 2002. № 6. С. 69—75.
6. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984.

УДК 552.323.6

© О.Б.Олейников, Е.Е.Бикбаева, А.И.Зайцев, 2003

Ксенолиты графитсодержащих метаморфических пород фундамента в кимберлитовых трубках Сытыканская и Комсомольская

О.Б.ОЛЕЙНИКОВ, Е.Е.БИКБАЕВА, А.И.ЗАЙЦЕВ

Поскольку кимберлитовые трубки правомерно рассматривать как сверхглубокие скважины, пронизывающие различные уровни литосферы, то ксенолиты кристаллических пород фундамента целесообразно использовать для воссоздания разреза земной коры и получения информации о процессах ее преобразования в районах проявления кимберлитового магматизма. Несмотря на то, что количество обломков метаморфических пород в большинстве трубок на порядок превышает количество ксенолитов пород литосферной мантии, первые изучены в меньшей степени.

Объекты данного исследования — ксенолиты графитсодержащих метаморфических пород, отобранные из кимберлитовых брекчий трубок Сытыканская и Комсомольская, расположенных в Алакитском кимберлитовом поле. Микроскопическое изучение показало, что ксенолиты графитсодержащих метаморфических пород в каждой трубке различаются по набору минеральных парагенезисов. Ниже даны минеральные ассоциации графитсодержащих ксенолитов пород кристаллического фундамента из указанных кимберлитовых трубок. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом (Пл), калиевым полевым шпатом (Кпш), гранатом (Гр), ромбическим (Пр) и моноклинным (Пм) пироксеном, биотитом (Би) и в ряде случаев кварцем; второстепенные — кварцем, графитом, апатитом и рудными минералами.

Породы из трубки Сытыканская характеризуются преимущественно гранобластовой структурой, обусловленной более или менее изометричной формой зерен порообразующих минералов. Кроме того, часто наблюдается пойкилобластовая структура, в которой отдельные зерна граната, плагиоклаза и калиевого полевого шпата содержат мелкие неориентированные пойкилитовые включения биотита, а крупные зерна ромбического пироксена — включения биотита, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. С полевыми шпатами связаны антипертитовая и пертитовая структуры. Лепидобластовая структура и полосчато-сланцеватая текстура встречаются в тех случаях, когда чешуйки графита и (или) биотита расположены субпараллельно друг другу.

Для метаморфических пород ксенолитов из трубки Комсомольская также наиболее типична гранобластовая структура. Значительно реже фиксируется порфириобластовая, которая обусловлена присутствием в породе крупных зерен граната. Только в единичных случаях отмечена лепидобластовая структура и полосчато-сланцевая текстура.

В ксенолитах из обеих трубок графит, как правило, встречается в виде чешуек в межзерновом пространстве порообразующих минералов. Зерна графита часто субпараллельны друг другу. В отдельных случаях они, как и пластинки биотита, имеют изогнутую форму. Такая особенность может быть связана с деформацией ксенолитов во время их захвата и транспортировки кимберлитовым расплавом.

Исходя из установленных минеральных ассоциаций, можно выделить следующие разновидности пород: гранат-двупироксен-плагиоклазовые, гранат-ортопироксен-плагиоклазовые, биотит-гранатовые, плагиоклаз-биотит-гранатовые, плагиоклаз-биотитовые кристаллосланцы и гнейсы.

По химическому составу среди изученных ксенолитов трубки Сытыканская преобладают разновидности основного со-

Трубка Сытыканская	Трубка Комсомольская
Пл+Кпш+Пм+Пр+Гр+Би	Пл+Кпш+Гр+Би
Пл+Кпш+Пм+Пр+Гр	Пл+Гр+Би
Пл+Кпш+Пр+Гр+Би	Пл+Би
Пл+Кпш+Пр+Би	Гр+Би
Пл+Кпш+Гр+Би	
Пл+Кпш+Пр	
Пл+Би	
Гр+Би	

1. Химический состав графитсодержащих метаморфических пород из трубок Сытыканская, Комсомольская, %

Компоненты	Сы-2	Сы-1	Сы-15	Сы-17	Кс-36	Кс-52
SiO ₂	51,52	73,55	49,94	50,41	55,60	60,01
TiO ₂	1,20	0,67	1,07	1,27	1,50	1,35
Al ₂ O ₃	15,26	6,38	14,86	15,46	13,72	13,89
Fe ₂ O ₃	1,23	0,08	2,94	0,98	2,04	1,91
FeO	10,08	2,25	12,31	11,43	9,45	6,91
MnO	0,12	0,12	0,20	0,18	0,18	0,12
MgO	7,66	7,17	9,23	7,99	8,35	6,53
CaO	3,17	5,19	4,09	3,38	1,57	1,29
Na ₂ O	1,77	0,50	1,37	1,81	0,62	1,07
K ₂ O	5,87	1,16	2,53	5,64	3,58	4,86
H ₂ O ⁻	0,16	0,78	0,29	0,18	1,08	0,87
H ₂ O ⁺	0,97	1,42	0,92	1,13	0,99	1,52
PPP	0,00	0,74	0,00	0,00	1,56	0,00
P ₂ O ₅	0,20	0,02	0,23	0,22	0,05	0,05
S	0,43	0,01	0,22	0,03	0,02	0,04
Сумма	99,64	99,30	100,20	100,11	98,75	100,42

Примечание. Трубки: Сы — Сытыканская, Кс — Комсомольская.

става с содержанием SiO₂ 49,9—51,5%. Значительно реже встречаются кислые породы с SiO₂ 73,6%. Для пород основного состава характерны выдержанные содержания TiO₂, Al₂O₃, FeO_{общее}, MgO, CaO и Na₂O. При этом отмечаются вариации в концентрациях K₂O (2,5—5,8%). В породах с максимальными значениями концентраций K₂O появляются пойкилобласты калиевого полевого шпата. Графитсодержащие гнейсы из трубки Комсомольская по содержанию SiO₂ (55,6—60,0%) относятся к средним породам. Для них характерны вариации в содержании FeO_{общее}, MgO и преобладание K₂O над Na₂O (табл. 1).

В целом графитсодержащие метаморфические породы из трубок Сытыканская и Комсомольская содержат повышенные количества K₂O, MgO и низкие — CaO, что затрудняет использование петрохимических расчетов для выяснения первичной природы кристаллических сланцев и гнейсов. Породы из трубки Сытыканская имеют необычный химический состав: в них присутствует гнейс (табл. 1, обр. Сы-1), для которого при содержании SiO₂ — 73,6% установлена высокая концентрация MgO — 7,2%.

Для оценки P-T условий метаморфизма ксенолитов на основе микрозондовых определений составов слагающих их минералов с использованием компьютерной программы TRF (ИЭМ РАН) рассчитаны температура и давление по биотит-гранатовому, гранат-ортопироксеновому геотермометрам и гранат-ортопироксен-плагноклаз-кварцевому геобарометру. Температуры по биотит-гранатовому геотермометру рассчитывались для 6 образцов из трубки Сытыканская и 5 — из трубки Комсомольская. Разброс значений, полученных для образца при заданных давлениях 600, 800 и 1000 МПа, не превышает 25°C. Для ксенолитов из трубки Сытыканская диапазон температур при давлении 800 МПа 560—700°C [4] и 590—740°C (по В.И.Фонареву, с использованием геотермометров [7, 8]). Для графитсодержащих метаморфических пород из трубки Комсомольская интервал температур составил 590—760°C [4] и 630—810°C [7, 8]. В целом, полученные величины для ксе-

нолитов гнейсов и кристаллических сланцев из обеих трубок близки.

Гранат-ортопироксеновый геотермометр был использован только для пород из трубки Сытыканская (4 образца). Разброс значений для каждого образца при заданных давлениях 600, 800 и 1000 МПа не превышает 28°C. При давлении 800 МПа диапазон температур составил 780—850°C [1] и 780—810°C [5] и, вероятно, отражает кульминационные условия метаморфизма.

Для двух образцов из трубки Сытыканская температуры рассчитаны по двум геотермометрам. Так, если по гранат-ортопироксеновому геотермометру температура для обоих образцов составляла 810°C [6], то по биотит-гранатовому — 610 и 690°C. Такие различия между значениями температур, вычисленными для разных пар минералов, объясняются либо неравновесностью биотита с гранатом, либо установлением равновесия между ними на регрессивной стадии метаморфизма. Расчет давлений для четырех образцов из трубки Сытыканская проведен при заданной температуре 800°C [6]. Полученные значения находятся в диапазоне от 590 до 820 МПа.

Таким образом, рассчитанные P-T значения соответствуют гранулитовой фации метаморфизма. Этот вывод подтверждается особенностями химических составов биотита, который по содержанию TiO₂ (массовые доли %) и железистости также соответствует гранулитовой фации метаморфизма (рис. 1). Гранаты, которые согласно минеральному составу являются пироп-альмандинами и альмандин-пиропами, также попадают в поле гранулитовой фации метаморфизма (рис. 2). Высокая доля пиропового минерала в гранате соответствует повышенным содержаниям MgO в породах. Кроме того, для гранатов и биотитов из ксенолитов трубки Сытыканская характерно большее разнообразие составов, чем для минералов из трубки Комсомольская (см. рис. 1 и 2), что также соответствует аналогичным особенностям химических составов изученных пород из этих трубок.

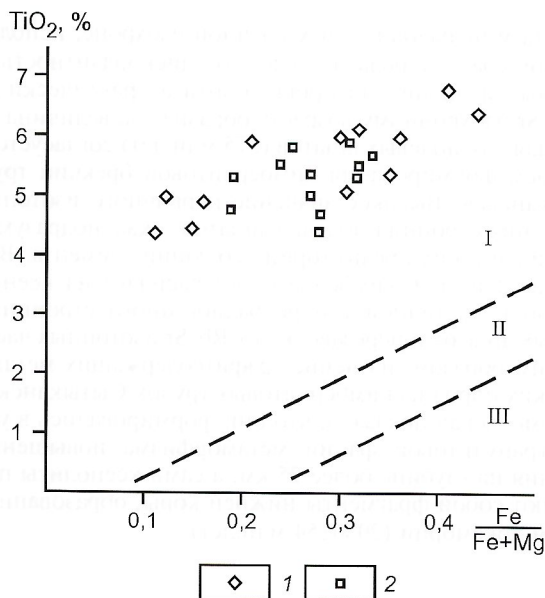


Рис. 1. Диаграмма TiO_2 — $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ для биотитов графитсодержащих метаморфических пород из кимберлитовых трубок Сытыканская, Комсомольская:

трубки: 1 — Сытыканская, 2 — Комсомольская; поля составов биотитов фаций: I — гранулитовой, II — амфиболитовой, III — эпидот-амфиболитовой

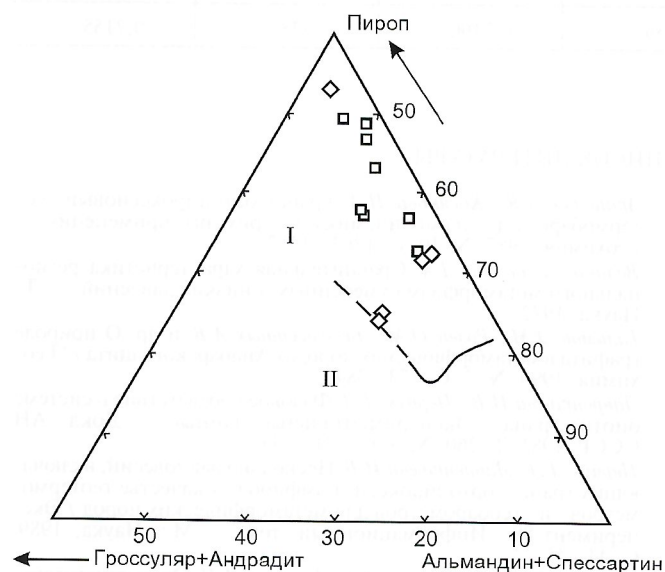


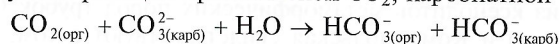
Рис. 2. Компонентный состав гранатов графитсодержащих метаморфических пород из кимберлитовых трубок Сытыканская, Комсомольская. По Д.А.Великославинскому [2]:

услов. обозн. см. на рис. 1

Как известно, структура графита изменяется от аморфной до совершенно упорядоченной, при этом совершенство степени кристалличности увеличивается со степенью метаморфизма. Совершенно упорядоченному графиту соответствует межплоскостное расстояние $d=0,335$ нм. Применение рентгеноструктурного анализа позволило получить информацию о структурных характеристиках графита. Исследуемые чешуйки были наклеены на стекло, т.е. исследовались образцы, ориентированные по (001). Полученные дифрактограммы характеризуются интенсивными, острыми и симметричными дифракционными пиками 002 при значениях межплоскостных расстояний (в нм): 0,3357, 0,3356, 0,3355 и 0,3353. Наличие только базальных отражений недостаточно для оценки степени кристалличности

графита. На дебаеграммах, снятых для двух разноориентированных образцов, присутствуют все отражения графита, свидетельствующие о высокой степени совершенства его кристаллической структуры, что соответствует высокой степени метаморфизма вмещающих пород. С целью определения политипной модификации несколько зерен графита изучено методом Лауэ. Монокристаллы среди исследуемых чешуек не обнаружены. Следовательно, чешуйки графита являются либо сростками, либо они претерпели деформацию, а возможно, и то, и другое.

Изучение изотопного состава углерода проводилось в Приморском центре исследования химического состава и стабильных изотопов (Аналитический центр ДВГИ ДВО РАН) А.В.Игнатьевой на микронавесках графита из 12 ксенолитов каждой трубки. Полученные величины $\delta^{13}\text{C}$ графита из метаморфических пород трубки Комсомольская изменяются от $-14,3$ до $-30,7\%$, а трубки Сытыканская от $-15,9$ до -28% . Как видим, изотопный состав углерода графитов из ксенолитов этих трубок имеет близкий и достаточно широкий диапазон значений. Высокая степень кристалличности графита, по данным рентгеноструктурного анализа, характерна как для графита, обогащенного легким изотопом углерода ($\delta^{13}\text{C} -28,7$ и $-27,7\%$), так и тяжелым ($\delta^{13}\text{C} -16,8\%$). Таким образом, какой-либо зависимости между изотопным составом углерода графита и степенью его кристалличности не наблюдается. Исходя из величин $\delta^{13}\text{C}$, характерных для органического вещества ($-26\ldots-30\%$), графита метаморфических парапород ($-21\ldots-28\%$), а также из полученных величин изотопного состава графита кристаллических сланцев и гнейсов из кимберлитовых трубок, можно предложить генетическую связь углерода изученных зерен с веществом органического происхождения. В то же время, полученные значения невозможно объяснить как эволюцией органического вещества, так и фракционированием изотопов углерода в условиях гранулитовой фации метаморфизма, которое при высоких температурах не бывает значительным. Большие разбросы величин изотопного состава углерода графита в таких случаях объясняют в основном разнородностью источников углерода. Так, Э.М.Галимов с соавторами [3] при интерпретации близких значений изотопного состава углерода графита из двупироксеновых $\delta^{13}\text{C}=-7,53$ и $-15,33\%$ и гранатовых гнейсов $\delta^{13}\text{C}=-20,52$ и $-21,56\%$. Анабарского щита предположили возможность изотопного обмена между углеродом пород и флюида, являющегося продуктом реакции органической CO_2 , карбонатной CO_2 :



Эта реакция приводит к участию во флюиде углерода органического и карбонатного происхождения приблизительно в равновеликих количествах, поэтому изотопный состав флюида, по их расчетам, будет на уровне $\delta^{13}\text{C}=-15\%$. В таком случае реакции изотопного обмена могут затухивать определяющее влияние на изотопный состав графита генетического типа углерода [3].

Изучение взаимоотношений минералов графитсодержащих ксенолитов и зерен графита позволило установить следующие особенности. Для химического состава пород характерно преобладание FeO над Fe_2O_3 , что косвенно подтверждает равновесную природу графита с породообразующими минералами гнейсов и кристаллических сланцев. Количество, форма зерен и изотопный состав графита не зависят от степени изменения породообразующих минералов этих ксенолитов, связанной с процессами воздействия кимберлитового расплава. Для ксенолитов из трубки Сытыканская установлено, что графит, обогащенный тяжелым изотопом, характерен для пород с минимальным содержанием биотита. При этом изотопно-легкий графит отмечен в гнейсах и кристаллических сланцах с большим количеством слюды. Для ксенолитов из трубки Комсомо-

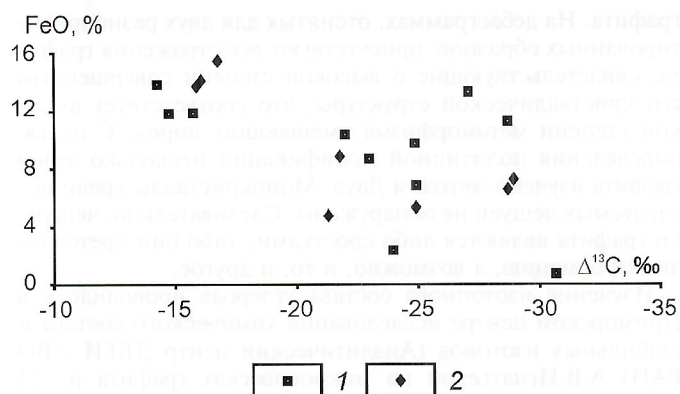


Рис. 3. Зависимость изотопного состава углерода $\delta^{13}\text{C}$ графита от содержания FeO в биотите:

трубки: 1 — Комсомольская, 2 — Сытыканская

возраста минералов по двухточечной изохроне, используя пару минерал—порода, определяют дискордантность полученных значений. Датировка биотита практически равна Rb-Sr изохронному возрасту образца, а величина, полученная для полевых шпатов (375 млн.лет) согласуется со временем формирования кимберлитовой брекчии трубки Сытыканская. Высокое значение первичного изотопного отношения стронция полевых шпатов также подразумевает наличие в них предьстории эволюции элемента. Вероятно, воздействие кимберлитового расплава на ксенолит привело к частичной потере радиогенного стронция из полевых шпатов и перезаводке их Rb-Sr изотопных часов.

Таким образом, изучение графитосодержащих метаморфических пород из кимберлитовых трубок Сытыканская и Комсомольская показало, что они формировались в условиях гранулитовой фации метаморфизма повышенного давления на глубине более 25 км, а сами ксенолиты представляют собой фрагменты нижней коры, образованной в раннем докембрии (2050 ± 54 млн.лет).

2. Данные Rb-Sr анализа графитосодержащего сланца из ксенолита в кимберлитах трубки Сытыканская

Материал	^{87}Rb , мкг/г	^{86}Sr , мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Возраст минерала, млн.лет	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0)$
Порода	39,4399	137,033	0,2845	0,7170	—	—
Биотит	195,875	17,9975	10,7718	1,0225	2022	0,7087
Смесь полевых шпатов	47,5772	71,3419	0,6592	0,7190	375	0,7155

льская характерна обратная зависимость между значением $\delta^{13}\text{C}$ и содержанием биотита. Сравнение химических составов биотита и изотопных составов углерода графита выявило, что в ассоциации с графитом, обогащенным тяжелым изотопом углерода находятся биотиты с наибольшим содержанием FeO (рис. 3). Наиболее отчетливо такая зависимость проявляется для образцов из трубки Сытыканская. На данном этапе исследования мы не можем проинтерпретировать природу этого явления, так как в опубликованной литературе изменения изотопного состава графита рассматриваются только с точки зрения источников углерода. Таким образом, результаты изучения графита из ксенолитов метаморфических пород трубок Сытыканская и Комсомольская свидетельствуют о том, что его происхождение связано с генезисом содержащих его гнейсов и кристаллических сланцев.

Возраст образца графитосодержащего гнейса из трубки Сытыканская, определенный Rb-Sr методом по внутренней изохроне (порода, биотит и смесь полевых шпатов), оценивается в 2050 ± 54 млн.лет (табл. 2). Величина первичного изотопного отношения стронция, равная $0,7041 \pm 0,0048$, характеризуется значительной геохимической погрешностью, обусловленной, по-видимому, Sr-изотопной неравновесностью образца. При расчете

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аранович Л.Я., Косякова Н.А. Гранат-ортопироксеновый геотермометр: термодинамика и примеры применения // Геохимия. 1987. № 10. С. 1363—1377.
2. Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. — Л.: Наука, 1972.
3. Галимов Э.М., Розен О.М., Беломестных А.В. и др. О природе графита в метаморфических породах Анабарского щита // Геохимия. 1990. № 3. С. 373—384.
4. Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Фазовое соответствие в системе биотит-гранат. Экспериментальные данные // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 3. С. 731—734.
5. Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В. Несколько равновесий, включающих гранат, ортопироксен и амфибол, в качестве геотермометров и геобарометров для метаморфических пород / Эксперимент-89. Информационный том. — М.: Наука, 1989. С. 44—45.
6. Фонарев В.И., Графчиков А.А., Конюхов А.Н. Экспериментальные исследования равновесий с минеральными твердыми растворами и геологическая геотермобарометрия. — М.: Наука, 1994.
7. Holdaway M.J., Lee S.M. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1977. Vol. 63. P. 175—198.
8. Perchuk L.L., Lavrent'eva I.V. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite // Advances in Physical Geochemistry. 1983. Vol. 3. P. 199—239.

Происхождение океанических и субдукционных магм (модель глобального магматического фракционирования)

В.С.ШКОДЗИНСКИЙ

Океаны и континентальные окраины — арена наиболее интенсивного современного магматизма и, следовательно, хороший полигон для решения дискуссионной проблемы генезиса магм. Представления о происхождении магм, распространенные в настоящее время, зародились в середине прошлого столетия, когда О.Ю.Шмидт, Г.Юри и другие исследователи выдвинули гипотезу формирования Земли путем холодной гомогенной аккреции. В данном случае геосферы должны были сформироваться в результате последующих процессов гравитационной дифференциации земного вещества, а магмы возникнуть путем обособления выплавов в частично подплавленных глубинных породах. Однако с этих позиций многие частные генетические вопросы не нашли убедительного решения. Например, ультраосновные магмы не могут образоваться в результате частичного плавления мантии, так как они близки ей по составу и для их формирования необходимо полное плавление мантийных пород, но температура современной верхней мантии при характерных для нее высоком давлении и сухости слагающих ее пород недостаточна для полного плавления. Еще Д.Х.Грин и А.Е.Рингвуд [1] при объяснении образования базальтовых магм из пиролита отмечали, что количество расплавофильных компонентов в природных базальтах, особенно щелочного состава, значительно выше, чем следует из модели выплавления. Они предполагали обогащение основных выплавов этими компонентами в результате ассимиляции коровых пород, что не согласуется с бедностью щелочных базальтов кремнекислотой и низкими величинами коэффициента диффузии компонентов в расплавах [9, 10], препятствующими широкому проявлению процессов ассимиляции. Позже для объяснения обогащенности щелочных магм расплавофильными компонентами стали предполагать привнос последних в исходные субстраты гипотетическими глубинными флюидами. Однако существованию таких процессов противоречат бедность летучими компонентами пород мантийных ксенолитов, высокие давление и температура в мантии, препятствующие появлению в ней открытых трещин и связанной системы пор, необходимых для движения флюида [10].

По существующим представлениям [4 и др.] толеитовые магмы должны выплавляться из мантийных ультраосновных пород при давлении менее 2000 МПа, а кварцсодержащие их разновидности — менее 400 МПа, так как при больших давлениях формируются недосыщенные кремнекислотой щелочные выплавки. Образование толеитов в районах с очень мощной литосферой, в частности, в близких к ним по возрасту полях алмазонасных кимберлитов, которые не могут формироваться при мощности литосферы менее 200 км, противоречит гипотезе выплавления толеитовых магм в условиях малого давления. Литосфера же слишком холодна для выплавления в ней толеитовых магм.

Возникают большие трудности при объяснении с позиций гипотезы выплавления происхождения широко распространенных кислых и средних магм, поскольку существование ортопироксенового барьера при давлении более 300—500 МПа препятствует их образованию в мантийных ультраосновных породах. В последнее время широко распространена гипотеза образования кислых магм в результате частичного плавления эклогитизированных основных пород океанской коры, погружающейся в мантию вдоль зон субдукции [4, 7 и др.]. Данной гипотезе противоречат

отсутствие в ксенолитах мантийных эклогитов автохтонного гранитного материала, сохранение высокой плотности погружающейся океанической плиты как в верхней, так и в нижней мантии и отсутствие в ней повышенного поглощения поперечных сейсмических волн, как в астеносфере. Это свидетельствует о пониженной температуре плиты и отсутствии в ней процессов подплавления основных пород. Такой вывод согласуется с относительно низкими температурами, установленными для пород, находящихся в зонах субдукции на предполагаемой глубине магмообразования: горы Даби в среднем 660°C при 2900 МПа, Дора-Майра — 730°C и 3000 МПа, Кокчетав — 930°C и 4200 МПа [2].

Под влиянием космического излучения в верхних частях земной атмосферы образуется радиоактивный изотоп ^{10}Be , который попадает в гидросферу и формирующиеся океанические осадки. Период его полураспада составляет 1,5 млн. лет. В случае погружения осадков в мантию вместе с океанической плитой и участия их в процессах магмообразования возникшие в зонах субдукции молодые магматические породы могут содержать этот изотоп. Исследования Л.Брауна с коллегами [12] показали, что субдукционные вулканы Алеутских островов и Центральной Америки действительно содержат до $0,68 \cdot 10^6$ ат/г ^{10}Be , поэтому океанические осадки по их мнению, по-видимому, участвуют в образовании магм в зонах субдукции. Однако этот вывод неоднозначен, так как в андезитах Японии, Тайваня и Анд почти отсутствует ^{10}Be , хотя они также формируются в зонах субдукции. Кроме того, источником такого изотопа в магматических породах могут быть не только океанические осадки, но и ядерные реакции, вызванные распадом U и Th и их дочерних изотопов; ядерные реакции в вулканиках, вызванные первичными и вторичными частицами космического излучения; привнос ^{10}Be дождевой водой при выветривании вулкаников; контаминация магм почвой при излиянии [7]. Все это свидетельствует о том, что различные содержания ^{10}Be в магматических породах обусловлены разными причинами и не указывают на образование субдукционных магм в погружающейся океанической плите. В базальте плато Колумбия-Ривер возрастом 14 млн. лет концентрация ^{10}Be составляет $1,0 \cdot 10^6$ ат/г [7]. За 14 млн. лет концентрация первичного ^{10}Be должна была уменьшиться в 600—700 раз, между тем она почти равна его максимальному содержанию в современных субдукционных вулканиках (до $6,8 \cdot 10^6$ ат/г) [7], что указывает на вторичное образование этого изотопа.

При характерных для природных условий небольших степенях частичного плавления большую трудность в гипотезе выплавления представляет объяснение механизма отделения выплавов и иногда геологически почти мгновенное образование колоссальных объемов магмы, например, в траппах Тунгусской синеклизы. В данной гипотезе предполагается, что при содержании расплава в доли процента (при формировании кимберлитовых и щелочных магм) он способен отделяться от кристаллического каркаса. Между тем, еще Ю.М.Шейнман [8] обращал внимание на то, что скорость всплывания выплавов в слабо подплавленных породах слишком мала для того, чтобы подплавление могло привести к магмообразованию. Как показали наши расчеты [10], за всю историю Земли капля расплава радиусом 1 см всплывет в астеносфере всего на первые миллиметры.

Некоторые исследователи [6 и др.] предполагают, что всплывание расплава происходит по каналам между зернами минералов и описывается формулой Дарси, по которой скорость всплывания лимитируется лишь вязкостью и плотностью расплава и геометрией каналов. Однако в этой формуле не учитывается необходимость деформаций кристаллического каркаса в местах удаления и накопления расплава, что в квадриллионы раз завышает реальную скорость подъема расплава. Кроме того, существование необходимой для движения расплава протяженной связанной системы пор в условиях высокого давления нижней коры и мантии совершенно нереально [10]. Некоторые исследователи считают [14], что межзерновые каналы возникают при подплавлении пород в случае хорошей смачиваемости кристаллов расплавом. Эксперименты по частичному плавлению [13 и др.] показали, что расплав не выполняет связную систему каналов, а располагается в виде плоских выделений на углах зерен минералов, даже если последние хорошо им смачиваются.

Изучение зон ультраметаморфизма [9] однозначно свидетельствует о том, что анатектический жильный материал в мигматитах остается автохтонным, даже если его содержание достигает 30—40%, и обусловлено оно большой прочностью каркаса сросшихся кристаллов в субстрате мигматизированных пород. Анатектический расплав не формировал значительных монофазных выделений, а располагался между зернами минералов в гранитном материале. Это определяется резко выраженным инконгруэнтным характером анатектического плавления, значительным преобладанием количества образующихся твердых фаз над количеством расплава и преимущественной кристаллизацией этих твердых фаз в среде расплава вследствие в миллионы раз большей скорости диффузии компонентов в нем по сравнению с твердыми минералами, т.е., реальная картина анатектического плавления и поведения расплава в подплавленных породах не имеет ничего общего с упрощенным процессом, предполагаемым в гипотезах маглообразования.

Таким образом, проблема генезиса магм до сих пор не имеет однозначного решения. С появлением данных о существовании на ранних стадиях эволюции планет земной группы глобальных океанов магмы стало ясно, что нерешенность проблемы генезиса магм обусловлена ошибочностью используемой в ней гипотезы холодной гомогенной аккреции Земли.

Расчеты В.С.Сафронова и С.В.Козловской показали, что уже при достижении Землей 0,1 ее современного радиуса падавший материал плавился под влиянием импактного тепловыделения [5], поэтому силикатный магматический океан возник на самой ранней стадии аккреции мантии [10]. В результате роста давления нагрузки новообразованных аккрецией верхних частей придонная его часть постоянно кристаллизовалась и фракционировала. Осаждавшиеся кристаллы формировали разнообразные ультраосновные породы мантии. При падении крупных планетезималей на дне магматического океана под влиянием гидравлического удара возникали импактные углубления. Заполнявшая их магма быстро компрессионно остекловывалась. В дальнейшем стекло расскристаллизовывалось под влиянием высокой температуры и роста давления с образованием эклогитов — вторых по распространенности пород среди мантийных ксенолитов после ультрабазитов. Большая часть расплава, возникавшего при придонном компрессионном фракционировании синаккреционного магматического океана, всплывала вследствие его значительного (до 240°C) разогрева в результате выделения скрытой теплоты кристаллизации и постепенно обогащала магматический океан и формировавшиеся в нем кумулаты расплавофильными компонентами. Поэтому мантия была изначально глобально неоднородной. Содержание распла-

вофильных компонентов в ней в среднем увеличивалось снизу вверх. Это согласуется с образованием наиболее примитивных N-толеитов срединно-океанических хребтов в веществе нижнемантийных плюмов, а богатых расплавофильными компонентами щелочных магм — в верхней мантии, судя по минеральным парагенезисам выносимых ими ксенолитов.

Как показали наши расчеты [10], состав остаточных расплавов, формировавшихся при придонном компрессионном фракционировании синаккреционного магматического океана, изменялся по мере аккреции от дацитового через кварц-толеитовый, затем высокоглиноземистый базальтовый, до субщелочного пикритового и перидотитового, что привело к возникновению расслоенности в океане. Вещество нижней мантии сформировалось в условиях низкого давления (менее 500 МПа) фракционирования, поэтому имеет толеитовый тренд дифференциации. Это объясняет массовое образование толеитовых по составу базитов в веществе нижнемантийных плюмов.

Вследствие значительного увеличения плотности сверху вниз примерно от 2,3 до 2,8 г/см³ в расслоенном магматическом океане при остывании после завершения аккреции не возникали обширные, от подошвы до поверхности, конвективные ячейки. Поэтому процессы его остывания и кристаллизации происходили в основном в результате кондуктивных теплопотерь, протекали сверху вниз и были очень длительными. Результаты расчетов свидетельствуют о том, что к концу протерозоя температура на дне магматического океана снизилась с 2100 до 1540°C, которая примерно соответствует температуре затвердевания поздних богатых щелочами и летучими компонентами остаточных расплавов при высоком давлении. Их затвердевание маркирует конец существования на Земле магматического океана и возникновение в результате его кристаллизации мощной корово-мантийной литосферы.

Полученные результаты позволяют принципиально по-новому решить проблемы генезиса океанических и субдукционных магм. Очевидно, что при подъеме нижнемантийных плюмов не перидотиты и другие ультраосновные породы, а эклогиты должны в первую очередь плавиться под влиянием огромной декомпрессии и фрикционного тепловыделения, поскольку температура их плавления на 100—200°C ниже, чем перидотитов. Следовательно, повышенное поглощение поперечных волн в астеносфере должно быть в основном связано не с присутствием интерстиционного расплава в ее ультраосновных породах, как обычно предполагается, а с нахождением в ней линз расплавленных или полурасплавленных эклогитов. Разрешающая способность сейсмических методов составляет обычно около 10 км, поэтому отдельные тела расплавов объемом до многих десятков кубических километров не фиксируются при обычных сейсмических исследованиях.

Начало всплывания нижнемантийного материала обусловливает подъем под его влиянием вещества выше расположенной богатой расплавофильными компонентами средней и верхней мантии, что приводит к образованию зон *континентального рифтогенеза*, предшествующих возникновению океанов. Плавление присутствующих в верхней и средней мантии эклогитов повышенной щелочности при подъеме плюмов должно приводить к образованию большого количества идентичных им по составу мафических магм и выжиманию и всплыванию их в верхние части земной коры по возникающим локальным зонам тектонического растяжения. Это объясняет широкое развитие субщелочного и реже щелочного мафического магматизма на ранней стадии развития континентальных рифтов.

В случае продолжения всплывания вещество верхних частей нижней мантии достигало подошвы литосферы.

Подъем горячего нижнемантийного вещества обусловливал возрастание скорости всплывания и поперечного сечения плюма, что приводит к резкому увеличению количества одновременно формирующихся магм и объясняет иногда относительно быстрое образование на поздних стадиях развития областей континентального рифтогенеза огромных объемов траппов. В веществе верхних частей нижней мантии должны быть наиболее распространены экологиты состава толеитов с повышенным по сравнению с базальтами СОХ содержанием расплавофильных элементов, что обусловлено формированием этих экологитов из расплавов позднего малоглубинного синаккреционного магматического океана, в котором уже успело накопиться повышенное количество расплавофильных компонентов. Это определяет обычно повышенное содержание таких компонентов в траппах по сравнению с базальтами СОХ. Быстрый подъем магм траппов является причиной чаще всего небольшой степени их фракционированности и нехарактерности для них длинных трендов дифференциации.

Продолжавшееся всплывание нижнемантийных плюмов могло приводить к полному разрыву и раздвигу континентальной литосферы и образованию *зон океанического спрединга*. В данное время к подошве литосферы поднимаются самые глубинные части нижней мантии, наиболее бедные расплавофильными компонентами. Скорости их подъема и связанного с ним спрединга максимальны, поскольку всплывает наиболее высокотемпературное и поэтому наименее плотное вещество. Это определяет формирование наиболее бедных расплавофильными компонентами N-толеитов в быстроспрединговых срединно-океанических хребтах. После образования в результате переплавления экологитов подобные магмы сразу же изливаются на океаническое дно, что служит причиной чаще всего незначительной степени их фракционированности. Высокая первичная температура таких магм определяет образование ими преимущественно афировых базальтов.

По мере субгоризонтального растекания вещества мантийных плюмов под формирующейся океанской корой образовавшиеся очаги мафических магм начинали кристаллизоваться и фракционировать под влиянием остывания и некоторого увеличения давления при погружении астеносферных струй под более мощную литосферу абиссальных океанических равнин. В результате в среднем невысокого (500—1000 Мпа) давления под примыкающей к СОХ тонкой океанической литосферой при фракционировании формируется дифференцированная толеитовая (толеит-исландит-риолитовая) серия, характерная для *океанических островов*. Большое поле устойчивости оливина при небольшом давлении приводит к образованию таких экзотических пород как бониниты. В них вкрапленники магнезиальных оливина и пироксена находятся в кислом стекле. При длительной конвекции происходит частичное механическое перемешивание вещества нижней и средней мантий. Дифференциация мафических магм, богатых расплавофильными компонентами — причина образования присутствующих на океанических островах субщелочных магматических серий.

Движение крупных литосферных плит в общем случае обусловлено влиянием суммарного воздействия нескольких мантийных плюмов, поэтому скорость и направление движения их и астеносферного вещества под ними в общем случае должны различаться. При движении плиты над особенно крупным магматическим очагом в астеносфере поднимающиеся из него магмы формируют на плите цепь магматических тел все более молодого возраста. Такое происхождение может соответствовать магматизму «горячих точек». Его обычно связывают с подъемом от границы с ядром гипотетических небольших по сечению струй очень горячего вещества. Однако магмы «горячих

точек» не имеют признаков большой высокотемпературности, поскольку в отличие, например, от магм СОХ, сформированные из них породы обычно содержат вкрапленники темноцветных минералов, кислые разности таких магм иногда декомпрессионно затвердевают при подъеме и взрываются с образованием игнимбритов [11]. Магмы в «горячих точках» часто имеют субщелочной состав и поэтому не могли возникнуть в бедном веществе нижней мантии.

Необходимые для возникновения известково-щелочной серии величины давления (2000—4000 МПа) под главным магматическим поясом зон субдукции находятся в астеносфере, разделяющей опускающуюся океаническую и перекрывающую ее континентальную (в активных континентальных окраинах) или океаническую (в островных дугах) плиты (рис. 1). В некоторых гипотезах эта астеносфера считается источником магм зон субдукции [4], магмообразование связывается с предполагаемым притоком летучих компонентов, отделяющихся от погружающейся океанической плиты. Однако такая причина выплавления известково-щелочных серий не реальна, так как подъем флюидов в астеносфере невозможен вследствие ее огромной вязкости и отсутствия в ней трещин и системы сообщающихся пор, необходимых для перемещений летучих компонентов [10].

В астеносфере уже существуют тела основного расплава, поэтому проблема заключается не в том, чтобы найти причины дополнительного плавления, а в том, чтобы определить, почему эти расплавы фракционируют с образованием известково-щелочных магм. Данная проблема легко решается, если учесть, что в астеносферу погружается холодная океаническая плита, которая интенсивно ее

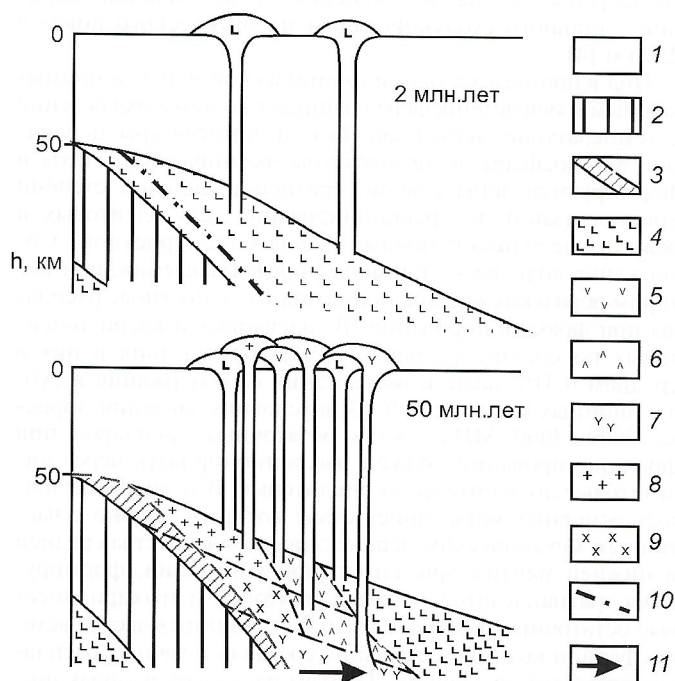


Схема образования магм в субдукционных обстановках:

1 — континентальная или островодужная литосфера; 2 — погружающаяся океаническая литосфера; 3 — полностью затвердевшая астеносфера; 4 — очаги основной магмы в астеносфере; средние по составу остаточные расплавы этих очагов: 5 — малощелочные, 6 — субщелочные, 7 — глубинные щелочные дифференциаты; поздние кислые остаточные расплавы состава: 8 — малощелочного, 9 — субщелочного; 10 — граница начала охлаждения астеносферы под влиянием холодной океанической литосферы; 11 — направление смещения зон разной степени дифференциации астеносферных магматических очагов

охлаждает и вызывает кристаллизацию и фракционирование содержащихся в ней тел основных расплавов.

Динамику охлаждения астеносферы за время τ можно оценить по формуле

$$L=n2(a\tau)^{0.5},$$

где n — параметр подобия, характеризующий степень температурного изменения среды на заданном удалении L от температурного источника; a — температуропроводность.

Температуру T на этом удалении можно рассчитать по формуле

$$(T_0 - T)(T_0 - T_s)^{-1} = \operatorname{erfc} L 2^{-1} (a\tau)^{-0.5},$$

здесь T_0 — начальная температура; T_s — температура источника охлаждения, erfc — функция ошибок [6].

В условиях мантии $a=10^{-6}$ м²/с [2]. Для максимальной и промежуточной продолжительности субдукции в 200 и 100 млн. лет величина $(a\tau)^{-0.5}$ составляет соответственно 80 и 56,4 км. По расчетам Д.Теркота и Дж.Шуберта [6] разница между температурой астеносферы и погружающейся океанической плиты в верхней части мантии составляет $T_0 - T_s = 800^\circ\text{C}$. При заданных величинах n , равных 1,5; 1 и 0,5, табулированные Д.Теркотом и Дж.Шубертом величины erfc равны соответственно 0,034; 0,1573 и 0,48. Как показывает расчет по приведенным формулам, через 100 и 200 млн. лет после начала субдукции температура понизится на $T_0 - T = 27^\circ\text{C}$ на расстоянии соответственно 170 и 240 км от поверхности опускающейся океанической плиты, на 126° — на расстоянии 113 и 160 км и на 384° — на расстоянии 56,4 и 80 км, т.е., ширина зоны существенного (более 27°C) охлаждения астеносферы за максимальное время субдукции составит около 240 км, что согласуется с наблюдающейся максимальной шириной главного субдукционного магматического пояса в 250 км [4].

Под влиянием холодной океанической плиты в примыкающей к ней астеносфере возникает колонка охлаждения с температурой, изменяющейся от температуры первичной астеносферы до температуры океанической плиты и формируются зоны слабой, средней и сильной степени кристаллизации и фракционирования тел толеитовых и реже субщелочных основных расплавов (см. рисунок). Содержание воды резко повышает предел давления, при котором образуются кварц-нормативные остаточные расплавы при фракционировании. В толеитовых и кварц-толеитовых по составу магмах с учетом присутствия в них в среднем 0,31% воды и возрастания ее содержания в субдукционных магмах до 6% [3] в условиях давления порядка 2000—3000 МПа состав остаточных расплавов при фракционировании должен эволюционировать через андезитовые до дацитовых и риолитовых. В телах субщелочных основных магм, присутствие которых связано с частичным механическим перемешиванием вещества средней и нижней мантии при длительной конвекции, формируются трахиандезитовые, трахидацитовые и трахириолитовые остаточные расплавы. В более глубинных частях астеносферной колонки остывания состав остаточных расплавов еще более щелочной. Подъем расплавов из фракционирующих в результате остывания астеносферных очагов приводит к образованию соответствующих магматических пород и объясняет особенности их состава в субдукционных магматических поясах.

В каждом конкретном участке зон субдукции при отсутствии еще процессов остывания астеносферы формируются по мере охлаждения толеитовые и реже субщелочные основные породы, затем средние и далее кислые. Это и является причиной преимущественно гомогенной последовательности образования пород в субдукционных магматических сериях. Подъем расплавов из все более глу-

бинных магматических очагов приводит к повторному возникновению магматических серий с возрастанием в среднем их щелочности во времени. Формирование различных по составу магм в процессе фракционирования астеносферных основных магматических очагов объясняет обычно многофазность субдукционного магматизма и нехарактерность для него ультраосновных пород.

По мере охлаждения астеносферы зоны с разной степенью кристаллизации и фракционирования основных магм удаляются от океанической плиты, что определяет постепенное удаление пояса интенсивного магматизма от зоны Беньофа и по мере этого омоложение его возраста. Постепенное расширение зон остывания объясняет нарастание масштабов заключительного кислого магматизма в тыловых частях субдукционного магматического пояса по сравнению с передовыми.

В активных континентальных окраинах и в большинстве островных дуг мощность литосферы обычно сильно увеличивается с удалением от зоны Беньофа. Поэтому в данном направлении в среднем возрастает давление при астеносферном фракционировании и щелочность образующихся остаточных расплавов, что является причиной существования известной тенденции повышения щелочности магматизма в тыловых частях магматических поясов. С возрастанием мощности погружающейся океанической плиты увеличиваются степень охлаждения астеносферы и масштабы образования в них наиболее низкотемпературных кислых магм. Это объясняет относительно небольшое развитие кислого магматизма в близких к СОХ островных дугах с тонкой собственной и погружающейся океанской корой и большие масштабы такого магматизма в удаленных от СОХ дугах и активных континентальных окраинах, где погружаются океанические плиты значительной мощности.

Рассматриваемый механизм образования магм известково-щелочной серии областей субдукции подтверждается положением поля ее составов на продолжении поля толеитов СОХ на диаграмме соотношений Rb и K [11], близостью средней кривой распределения редкоземельных элементов в андезитах к таковой для толеитов СОХ. Согласуется он с обычно низкой величиной начального отношения изотопов стронция в породах известково-щелочной серии, отражающей образование их расплавов в результате фракционирования бедных рубидием магм океанических толеитов. Такой генезис известково-щелочной серии и объясняет ее отсутствие в субдукционных зонах при погружении плиты на глубину менее 70 км [4]. Высокая начальная температура известково-щелочных магм, связанная с их образованием в астеносфере — причина излияния большинства из них на земную поверхность с формированием вулканитов. Возникновение этих магм из остаточных расплавов, концентрирующих воду и другие летучие компоненты при повышенном давлении, определяет значительное (до 6%, [3]) содержание в них воды и частое проявление взрывных процессов при подъеме их кислых разновидностей с образованием туфов и игнимбритов.

Таким образом, современные данные о существовании процессов глобального магматического фракционирования на ранней стадии развития Земли представляют происхождение океанических и субдукционных магм в новом свете. Подобные магмы формируются в результате декомпрессионно-фрикционного переплавания в поднимающихся плюмах продуктов затвердевания расплавов магматического океана и последующего фракционирования возникших в астеносфере магматических очагов. Первичный состав последних отражают магмы СОХ. Магмы океанических островов образуются в результате начальных стадий при малом давлении фракционирования этих очагов под тонкой океанической литосферой. Субдукцион-

ные магмы возникают путем более глубокого фракционирования очагов в условиях более высокого давления при их охлаждении опускающейся холодной океанической плиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии. — М.: Мир, 1968. С. 118—131.
2. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. — Новосибирск: ГЕО, 2001.
3. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.К. Летучие компоненты (H_2O , CO_2 , Cl, F, S) в магмах среднего и кислого состава различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закаленных стекол // Петрология. 2000. Т. 8. № 6. С. 586—619.
4. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли // О.А. Богатиков, С.В. Богданова, А.М. Борсук и др. — М.: Наука, 1987.
5. Сафронов В.С., Козловская С.В. Нагревание Земли ударами формировавших ее тел // Физика Земли. 1977. № 1. С. 3—17.
6. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. — М.: Мир, 1985. Ч. I и II.
7. Фор Г. Основы изотопной геологии. — М.: Мир, 1989.
8. Шейнман Ю.М. О тектонических условиях магмообразования // Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. — М.: Изд. АН СССР, 1963. С. 183—193.
9. Шкодзинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов (на примере Алданского щита). — Новосибирск: Наука, 1976.
10. Шкодзинский В.С. Происхождение кимберлитов и алмаза. — Якутск: Изд. ЯНЦ СО РАН, 1995.
11. Шкодзинский В.С. Геодинамика и металлогения / Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха. — М.: Наука/Интерпериодика, 2001. С. 457—498.
12. Brown L., Klein J., Middleton R. et al. ^{10}Be in island-arc volcanoes and implications for subduction // Nature. 1982. Vol. 299. P. 718—720.
13. Laporte D., Watson E.B. Experimental and theoretical constraints on melt distribution in crustal sources: The effect of crystalline anisotropy on melt interconnectivity // Chem. Geol. 1995. Vol. 124. № 3—4. P. 161—164.
14. McKenzie D. The extraction of magma from crust and mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 74. № 1. P. 81—91.
15. Wood J.A., Diskey J.S., Marnin V.B., Powel B.H. Lunar anorthosites and geophysical model of Moon // Proc. Appolo XI Lunar Sci. Conf. Houston. 1970. Vol. 1. P. 965—989.

УДК 553.94 (571.56)

© Ш.А.Сюндюков, 2003

Об источниках редких и редкоземельных элементов в отложениях Ленского бассейна

Ш.А.Сюндюков

Изучение состава и концентрации редких и редкоземельных элементов в углях и вмещающих их отложениях Ленского бассейна проводилось в его северной части на Жиганском и Ынгырском месторождениях, южной — на Кангаласском. Исследования показали, что в углях наблюдаются высокие концентрации Y, Ni, Sc, Sr, V, Be, Cr, Ba, Zr, Co и всей группы лантаноидов. Проведенные ранее работы позволили охарактеризовать особенности распределения редких и редкоземельных элементов и выявить их парагенетические ассоциации в стратиграфическом разрезе угольных пластов. Было установлено, что поступление элементов происходило с инфильтрационными водами в период торфонакопления и диагенеза пород с последующей концентрацией на восстановительных и сорбционных барьерах, которыми являются угли и углистые породы [4, 5, 7, 8]. Считалось, что эти элементы поступали с растущего Верхоянского горного сооружения, однако специально источники сноса не рассматривались. В данной статье сделана попытка проанализировать возможные источники поступления редких и редкоземельных элементов в отложения Ленского бассейна.

По имеющимся материалам можно представить историю геологического развития Верхоянского антиклинория и Приверхоянского прогиба. В раннекаменноугольное время в связи с рифтогенезом, начавшимся еще в позднедевонскую эпоху [6], наблюдалось линейное опускание северо-восточной и восточной окраин Сибирской платформы. На месте современного Верхоянского антиклинория образовался протяженный, в основном субдолготный прогиб, выделяемый некоторыми исследователями как Верхоянская миогеосинклиналь [10], или как Верхоянская пассивная континентальная окраина [6]. Опускание и расширение дна седиментационного бассейна компенсировалось накоплением мощной, преимущественно терригенной толщи отложений карбона, перми, триаса и юры, известной в литературе под названием верхоянского комплекса, в строении которого в разных соотношениях принимают участие песчаники, алевролиты и аргиллиты, при скромной роли конгломератов, крупнозернистых песчанников и углей. Глубина залегания поверхности фундамен-

та здесь достигает 14 км [6]. Осадконакопление происходило главным образом в мелководных морских и прибрежно-морских водоемах с нормальной соленостью, дельтах и лагунах прибрежных заболачивающихся низменностей, опресненных мелководных, иногда заболачивающихся водоемов и аллювиальных равнин в низовьях дряхлеющих рек. Открытое море постоянно находилось на севере и северо-востоке. Периоды континентального осадконакопления возникали довольно часто, но были кратковременными, и роль их заметно возросла в позднеюрскую эпоху, а стала господствующей в меловой период. Наблюдается слабо выраженная тенденция возрастания мористости условий осадконакопления от платформы к осевой части Верхоянского мегаантиклинория и с юга на север. В этих же направлениях несколько уменьшается в разрезах роль грубозернистых пород.

Приверхоянский прогиб сложен верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями. Они представлены песчаниками, алевролитами и песчанистыми аргиллитами, включающими многочисленные пласты и линзы углей. Мощность отложений в прогибе не постоянна и возрастает с запада на восток от 1 до 5 км [6]. В этом же направлении изменяется гранулометрический состав отложений: из разреза верхней юры исчезают конгломераты, реже встречаются гравелиты, песчаники становятся более тонкозернистыми, несколько возрастает роль алевролитов и аргиллитов.

Степень катагенеза углей также повышается от платформенного крыла прогиба к прискладчатому. Нижнемеловые угли Жиганского и Ынгырского месторождений бурые ($R^0=0,45-0,48\%$), на прискладчатом крыле (на различных участках западных склонов Орулганского и Куранахского хребтов) они длиннопламенные, близкие к газовым ($R^0=0,65-0,73\%$), или газовые ($R^0=0,75-0,77\%$). Хотя палеогеотермический градиент не установлен, для достижения таких стадий катагенеза необходимо допустить, что на западных склонах упоминавшихся хребтов эти угли были перекрыты толщей отложений мощностью не менее 3,0—3,5 км. В настоящее время данная толща частично или полностью размыта. На сохранившихся участках она

представлена хатырыкской свитой раннего мела (альб) или ее возрастными аналогами. Поскольку в расположенном рядом Сангарском угленосном районе свита характеризуется высокой угленосностью и относительно равномерным распределением угольных пластов в стратиграфическом разрезе, можно считать, что погружение было полнокомпенсированным, а рельеф относительно выровненным. В этих условиях выклинивание толщи происходило постепенно и прогиб продолжал оставаться областью осадконакопления. Такое представление хорошо согласуется с выводами Р.О.Галабалы [1] и О.В.Япаскурта [10], о том, что в поздней юре и начале раннего мела Приверхо-анский прогиб и прилегающая в настоящее время с востока часть Верхоянского складчато-надвигового пояса являлись областью седиментации и заметных поднятий в районе современных гор не существовало. Первый этап складчатости и поднятия Верхоянья, по мнению Р.О.Галабалы, датируется барремом, поскольку вблизи гор наблюдается резкое (в 5—8 раз) возрастание мощности отложений этого возраста и появление в них гравия, гальки и валунов, принесенных с Верхоянья. Поскольку формирование угленосных толщ происходило в конце средней юры-начале раннего мела (Жиганское и Ынгырское месторождения) и самом начале раннего мела (Кангаласское месторождение), территория Верхоянья не могла быть питающей провинцией редких и редкоземельных элементов углей месторождений Ленского бассейна.

Питающую провинцию следует предполагать в первую очередь к югу от Ленского бассейна. На такую возможность ранее уже указывали В.А.Вахрамеев, И.И.Вашенко, А.И.Гусев и А.С.Запорожцева, А.Г.Коссовская и др. Наиболее крупными источниками сноса мог быть Алданский щит и Становой хребет. К такому выводу на основе литолого-петрографических исследований, минералогического анализа и определения абсолютного возраста биотита из осадочных мезозойских отложений Нижне-Алданского угленосного района Ленского бассейна пришел в свое время Г.П.Дубарь [2]. Редкие и редкоземельные элементы в Ленский бассейн с данной территории поступали за счет размывающихся карбонатитовых массивов, характеризующихся высокими концентрациями этих элементов. По серийной и фашиальной принадлежности выделяются [3] следующие карбонатитовые провинции: Сетте-Дабанская (массивы Горное Озеро, Поворотное, Воин, Гек), Учурская (массивы Арбарастахский, Ингилийский), Центрально-Алданская (массивы Селигдар, Нимгеркан, Нирянджа, Медведевка, Дорожный, Усть-Чульман, Бирикээн) и Западно-Алданская (массивы Мурунский, Укдусский, Юс-Кюэль). По данным изотопного датирования выделяются следующие эпохи карбонатитообразования:

раннепротерозойская (1900—1800 млн.лет), центральная и западная части Алданского щита; *среднепротерозойская* (1600—1400 млн.лет), центральная часть Алданского щита; *позднепротерозойская* (800—540 млн.лет), Учурская, Центрально- и Западно-Алданская провинции; *среднеалейская* (440—320 млн.лет), Сетте-Дабанская провинция; *мезозойская* (240—120 млн.лет), Сетте-Дабанская и Западно-Алданская провинции; *среднеюрско-меловая* (170—80 млн.лет), Западно-Алданская и Учурская провинции.

Эти данные показывают, что карбонатитовые массивы характеризуются длительной и полихронной историей геологического развития. В юрское и меловое время они и являлись главными источниками поступления редких и редкоземельных элементов в Ленский бассейн. Вероятно, снос рассматриваемых элементов происходил и с еще пока слабо изученного в этом отношении Байкало-Патомского нагорья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галабала Р.О. Об орогенезе в Западном Верхоянье / Мезозойский тектогенез. — Магадан, 1971. С. 61—68.
2. Дубарь Г.П. Источники сноса терригенного материала в период накопления мезозойской толщи / История верхнемезозойского угленосия на территории юго-восточной части Ленского бассейна. — М., Л.: Изд. АН СССР, 1963. С. 299—304.
3. Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И. и др. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992.
4. Каширцев В.А., Зуева И.Н., Митронов Д.В. и др. Редкие и редкоземельные элементы в мезозойских углях Ленского бассейна / Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия): Мат-лы конф. — Якутск: ИГН СО РАН, 1997. Т. 4. С. 36—37.
5. Каширцев В.А., Зуева И.Н., Сукнев В.С. и др. Парагенетические ассоциации редкоземельных элементов в мезозойских углях северной части Ленского бассейна // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 65—68.
6. Прокопьев А.В., Парфенов Л.М., Томшин М.Д., Колодезников И.И. Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов / Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: Наука/Интерпериодика. С. 113—155.
7. Сюндюков Ш.А., Сукнев В.С., Каширцев В.А. и др. Редкие и редкоземельные элементы в углях Кангаласского месторождения // Наука и образование. 2002. № 3. С. 56—60.
8. Сюндюков Ш.А., Каширцев В.А., Митронов Д.В. и др. Геологическое строение и угленосность Жиганских месторождений // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 23—26.
9. Энтин А.Р., Зайцев А.И., Лазебник К.А. и др. Карбонатиты Якутии (вещественный состав, минералогия). — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1991.
10. Япаскурт О.В. Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. — М.: Недра, 1992.

Среднепалеозойский окраинно-континентальный магматизм и мезозойские метаморфические события зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна

А.В.ПРОКОПЬЕВ, А.Г.БАХАРЕВ, Х.ТОРО, Э.Л.МИЛЛЕР, ДЖ.К.ХОУРИГЕН, Т.А.ДУМИТРУ

Проблема возрастной и геодинамической позиции домезозойского магматизма в зоне сочленения Верхоянского складчато-надвигового пояса, сформированного на опущенной юго-восточной окраине Северо-Азиатского кратона, и Охотского кратонного террейна до сих пор не решена. Впервые в работе [27] было показано, что на юге (в современных координатах) Охотского кратонного террейна и примыкающих к нему с востока Олойского, Омогонского и Авековского террейнов могла быть расположена среднепалеозойская окраинно-континентальная магматическая дуга, сопряженная с зоной субдукции. Предполагается, что фрагментом этой дуги могут являться поля фаменских вулканитов кислого, среднего и основного составов и пространственно совмещенный с ними ареал выходов небольших габбро-диорит-гранитных штоков [3] в пределах Охотского террейна. На юго-западе террейна находятся позднедевонские вулканиты матийской свиты и близкие к ним по возрасту гранитоиды верхнемайского комплекса, представленного Майским, Мастахским и Амагаранским плутонами Верхнемайского поднятия [6, 13, 22]. В настоящее время отсутствуют современные геохронологические и петрологические данные, позволяющие уверенно судить о геодинамической позиции этих образований. Другим не менее актуальным для зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна является вопрос о времени проявления дислокационного метаморфизма Южно-Верхоянского метаморфического пояса.

В настоящей статье приводятся новые изотопные геохронологические и геохимические данные, на основе которых рассматриваются проблемные вопросы геологии Верхнемайского поднятия Охотского террейна и Южно-Верхоянского метаморфического пояса.

Верхнемайское поднятие Охотского террейна (рис. 1, 2) сложено амфиболитами, амфиболовыми, биотит-плагиоклазовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, инъецированными аляскиотовыми гранитами [24]. Данные изотопного датирования метаморфических толщ в пределах Верхнемайского поднятия отсутствуют, но традиционно их возраст оценивается как архейско-палеопротерозойский [6, 9, 24]. Аналогичные комплексы пород, вскрытые в центральной (Кухтуйское поднятие) и южной (Юровское поднятие) частях Охотского террейна, продатированы по циркону от 3350 до 1830 (Pb-Pb метод, [12]) и от 1995 до 1720 млн.лет (метод ТИЭ, [11]) соответственно. В пределах Верхнемайского поднятия кристаллический фундамент перекрыт вулканитами матийской свиты, представленными риолитами, риодацитами, трахириолитами, дацитами и их туфами, игнимбридами, андезитами, а также туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфогравелитами и туфоконгломератами (до 1100–1300 м) [5, 22]. Возраст матийской свиты первоначально оценивался как меловой, поздне триасовый [10, 22]. Затем, после детального изучения и появления К-Аг датировок, дающих большой разброс значений от 207 до 377 млн.лет, по наиболее распространенным — как позднедевонский [13]. На современных геологических картах матийская свита отнесена к фаменскому ярусу [4, 5]. Она

перекрывается с конгломератами в основании норийскими туфопесчаниками и туфоалевролитами с прослоями туфов известково-щелочного состава (до 400–750 м) [10, 22]. О возрасте плутонов верхнемайского гранитоидного комплекса нет единого мнения. По данным И.И.Тучкова, В.А.Андриановой [22], гранитоиды Мастахского и Майского плутонов прорывают и контактово метаморфизуют образования матийской свиты, но не оказывают термального воздействия на отложения верхнего триаса. На геологических картах эти плутоны показаны как архейские [5] или раннепротерозойские [4], а имеющиеся К-Аг датировки изменяются от 283 до 573 млн.лет [10, 13, 15]. Предполагается тектонический контакт между раннедокембрийскими и палеозойско-мезозойскими образованиями этой части Верхнемайского поднятия и палеозойскими терригенно-карбонатными отложениями расположенной западнее Аллах-Юньской зоны Южного Верхоянья по Билякчанскому разлому комбинированной взбросо-сдвиговой кинематики [8] (см. рис. 2). Раннемеловые вулканиты и гранитоиды Удско-Мургайского и Охотско-Чукотского вулканоплутонических поясов перекрывают и прорывают как образования Верхнемайского поднятия, так и смежную часть Южного Верхоянья.

Для датирования пород кристаллического фундамента Верхнемайского поднятия из пробы биотитовых плагиогнейсов (обр. 184-b-62) были выделены 10 цирконов, относящихся к одной генерации (рис. 3, А), которые проанализированы U-Pb методом на высокоразрешающем ионном микрозонде обратной геометрии (SHRIMP-RG) в Открытой лаборатории Стэнфордского университета и Геологической службы США. Процедура ионного микроанализа в основном повторяет методику, разработанную в Австралийском национальном университете для SHRIMP-II. В результате был получен возраст 2615 ± 11 млн.лет — неохей (см. рис. 3, Б), который согласуется с возрастом плагиогнейсов, эндербитов и чарнокитов комплекса рогово-обманковых гранулитов Кухтуйского поднятия центральной части Охотского террейна [12].

Гранитоиды верхнемайского комплекса были изучены нами в Мастахском плутоне, расположенном в бассейне рек Верхняя Туда и Саха (правые притоки р.Мая). Плутон прорывает породы раннедокембрийского кристаллического фундамента и перекрывается натальинской свитой среднего карбона [13]. Ранее А.Г.Бахарев в базальных конгломератах этой свиты описал слабоокатанные валуны гранодиоритов размером до 50–70 см, которые по минеральному составу, структурным особенностям и К-Аг датировкам близки гранодиоритам Мастахского плутона [7]. Интрузив сложен преимущественно средне-крупнозернистыми, часто порфиридовидными биотит-амфиболовыми гранодиоритами и в меньшем объеме кварцевыми диоритами. Породы имеют такситовую текстуру и состоят из олигоклаз-андезина An_{25-35} , средне- и высокоупорядоченных калий-натриевых полевых шпатов. Главные темноцветные минералы — биотит ($f=47\%$) и роговая обманка ($f=46-50\%$), составляющие соответственно 8–9 и 8–16% от общего объема пород. Акцессорные минералы представлены (в г/т): магнетитом (1000–2000), сфеном

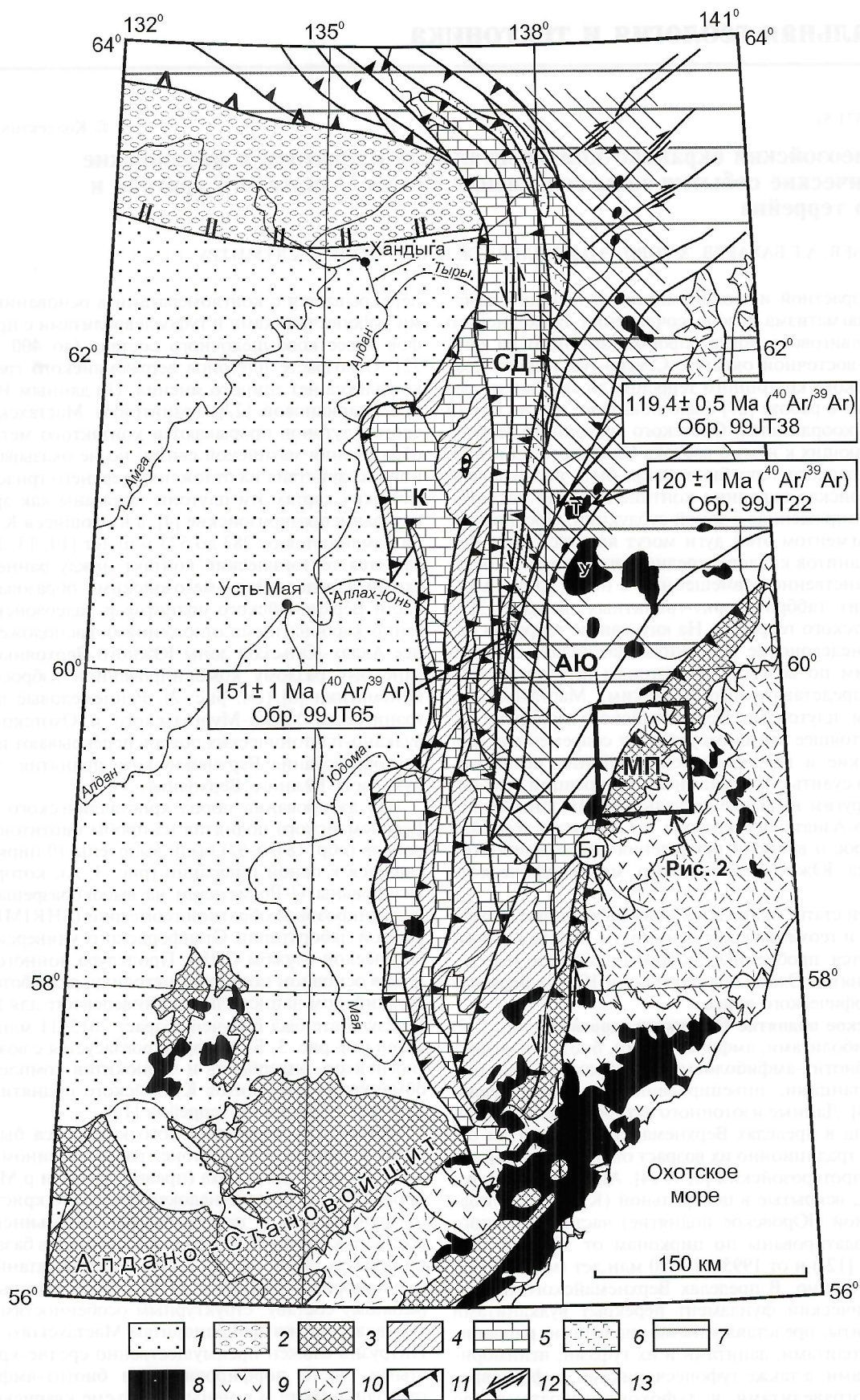


Рис. 1. Структурная схема Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса и Верхемайского поднятия:

1 — осадочный чехол Сибирской платформы; 2 — Приверхоянский краевой прогиб; 3 — докембрийские и палеозойско-раннемезозойские образования Алдано-Станового щита и Верхемайского поднятия (МП) Охотского террейна; отложения: 4 — рифейские, 5 — венд-нижнепалеозойские, 6 — среднедевонские—нижнекаменноугольные, 7 — верхнепалеозойские—мезозойские; 8 — мезозойские гранитоиды (Т — Тарбаганахский, У — Уэмляхский плутоны); вулканоплутонические пояса: 9 — Удской, 10 — Охотско-Чукотский; 11 — надвиги; 12 — сдвиги и взбросо-сдвиги (Бл — Билякчанский); 13 — Южно-Верхоянский метаморфический пояс; тектонические зоны: К — Кыллахская, СД — Сетте-Дабанская, АЮ — Аллах-Юньская

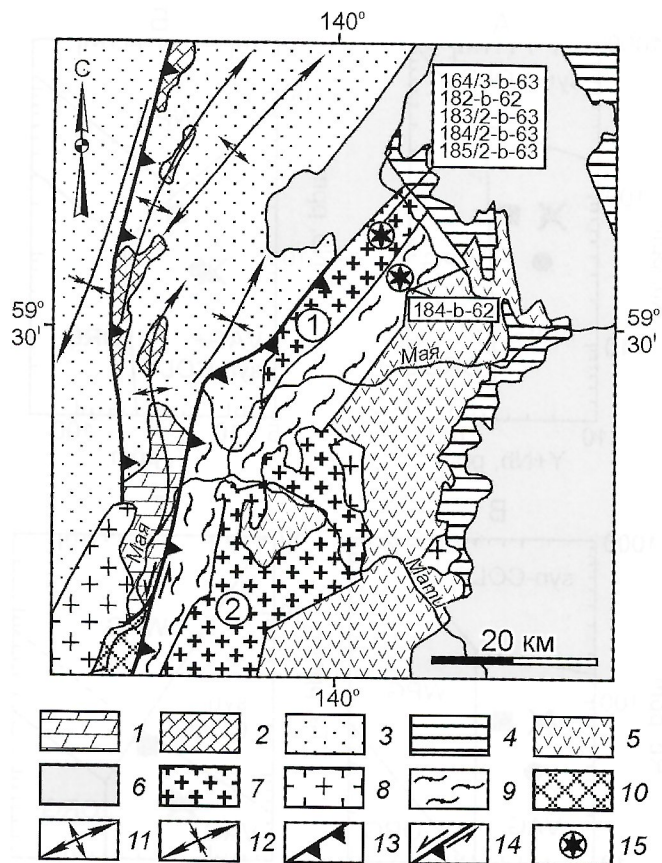


Рис. 2. Геологическая схема северной части Верхнемайского поднятия Охотского террейна; местоположение см. рис. 1:

отложения: 1 — венд-раннекембрийские (V—Є₁), 2 — раннеордовикские (O₁), 3 — каменноугольно-пермские (С—Р), 4 — триасовые (Т₃); вулканиды: 5 — позднедевонские (D₃ mt) матийской свиты, 6 — раннемеловые (K₁) Охотско-Чукотского пояса; гранитоиды: 7 — позднедевонские (γD₃); 1 — Мастахский и 2 — Майский плутоны, 8 — раннемеловые (γK₁) Охотско-Чукотского пояса; метаморфические образования: 9 — архейские (AR), 10 — протерозойские (PR); оси: 11 — антиклиналей, 12 — синклиналей; 13 — надвиги; 14 — взбросо-сдвиги; 15 — места отбора образцов, номера проб

(100—1000), ортитом (10—100) и эпидотом (до 200). Количество циркона и апатита не превышает 10 г/т. В единичных зернах отмечаются анатаз и ксенотим.

По химическому составу гранитоиды Мастахского плутона относятся к породам известково-щелочной серии (рис. 4, А). Содержание щелочей в гранодиоритах составляет 7,92—8,22% при преобладании K₂O над Na₂O, а в кварцевых диоритах — от 5,87 до 7,04% при преобладании Na₂O над K₂O. Для гранитоидов характерны широкий диапазон значений общей железистости (f=55—68%) и коэффициента апаитности (K_a=0,48—0,68). Породы представляют собой метаглиноземистые образования (см. рис. 4, Б) с индексом ASI от 0,86 до 0,95, что позволяет отнести их к гранитам типа I. Для магматитов типичны высокие содержания (в г/т): Ba (680—1060) и пониженные — Rb (36—77), Th (3,33—7,85), U (0,55—1,64), Ta (0,65—1,52), Zr (11—47), Nb (8,03—18,13), Hf (0,79—2,55), P (785—1527), Ti (2817—4496) и редкоземельных элементов (ΣREE 146—193). Редкоземельные элементы имеют фракционированные спектры распределения с высоким (La/Yb)_n=8,98—18,04. При этом LREE более фракционированы, чем HREE ((La/Sm)_n=2,99—5,6; (Gd/Yb)_n=1,99—2,43)). Отчетливый Eu-минимум не наблюдается (Eu/Eu*)_n=0,71—1,0 (см. рис. 4, В). В целом, по особенностям минерального состава, распределению

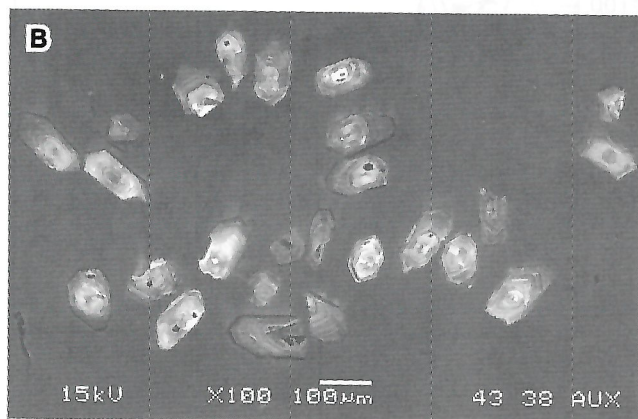
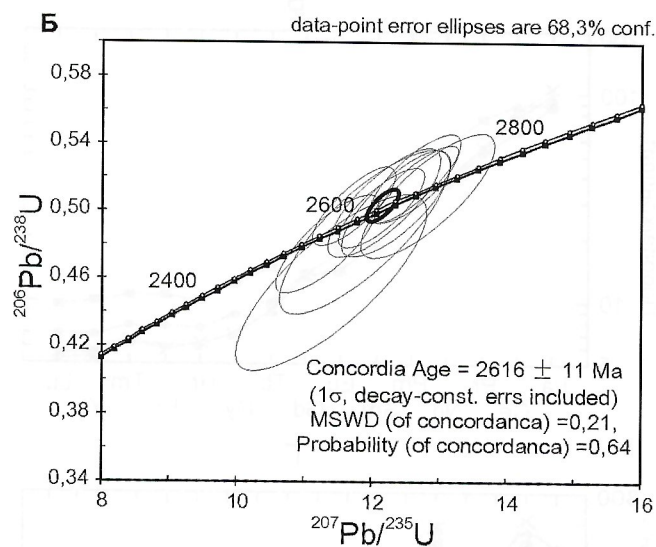
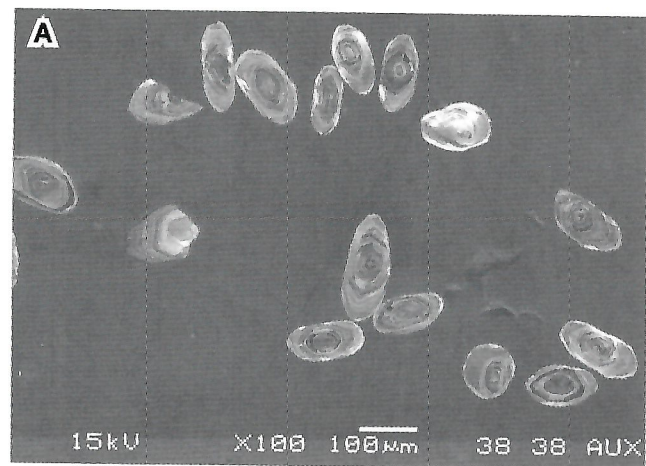


Рис. 3. Католюминисцентные микрофотографии кристаллов цирконов, выполненные на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM 5600:

из проб: А — 184-b-62 (гнейсы) и В — 182-b-62 (граниты); Б — Результаты U-Pb (SHRIMP-RG) датирования цирконов из гнейсов Верхнемайского поднятия

REE, а также наличие хорошо выраженных отрицательных аномалий Ta, Nb, Zr и Ti (см. рис. 4, Г) гранитоиды Мастахского плутона сопоставимы с породами окраино-континентальных надсубдукционных тоналит-гранодиоритовых плутонов запада Американского континента и Урала [23]. На дискриминационных диаграммах фигуративные точки составов пород плутона расположены в поле гранитов вулканических дуг (рис. 5).

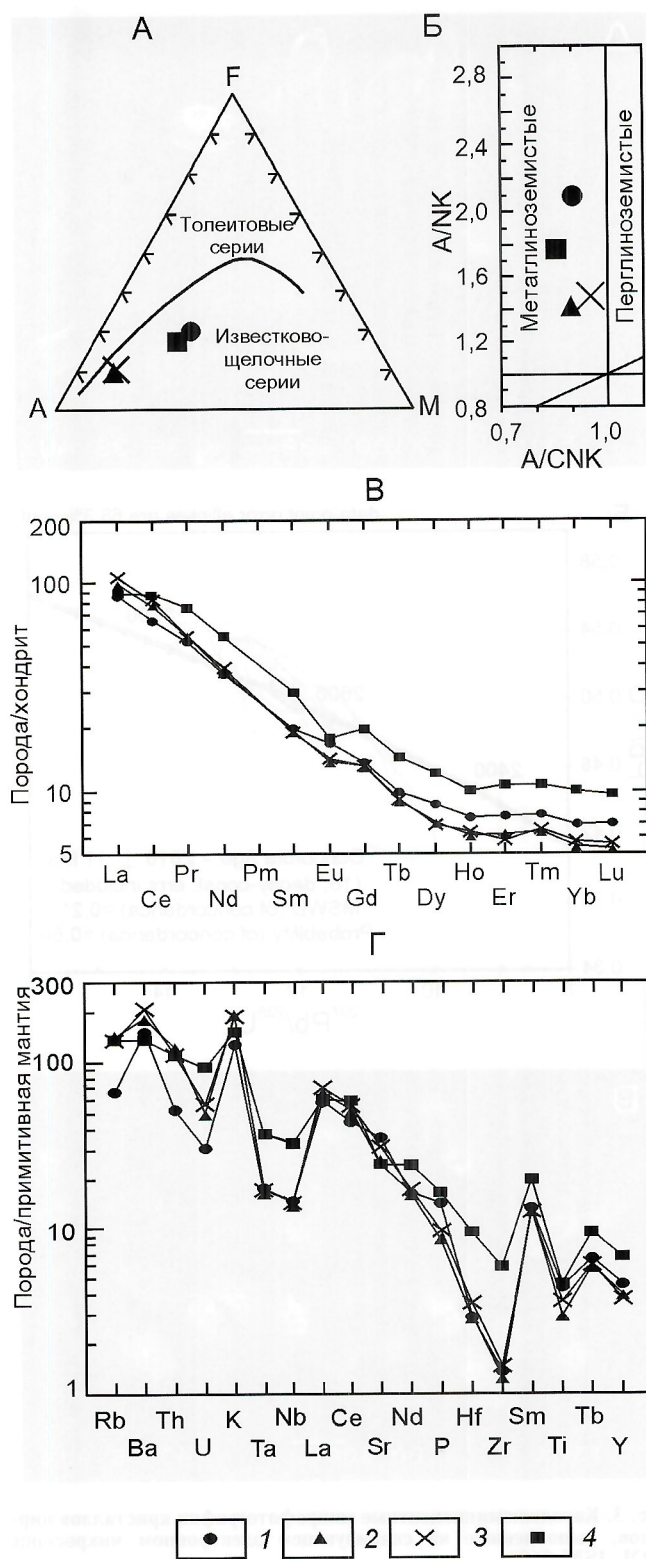


Рис. 4. Матахский плутон Верхнемайского поднятия:

А — диаграмма AFM; граница толеитовой и известково-щелочной серий по [25]; Б — диаграмма $A/CNK - A/NK$ ($Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O) - Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$) [26]; В — нормированное по хондриту [30] распределение содержаний редкоземельных элементов; Г — спайдер-диаграмма нормированных по составу примитивной мантии [30] содержаний редких элементов; пробы: 1 — 164/3-b-63 (кварцевый диорит), 2 — 183/2-b-63 (гранодиорит), 3 — 184/2-b-63 (гранодиорит), 4 — 185/2-b-63 (кварцевый диорит)

Для определения возраста пород Матахского плутона были проанализированы U-Pb ионным методом (SHRIMP-RG) 10 аксессуарных цирконов одной генера-

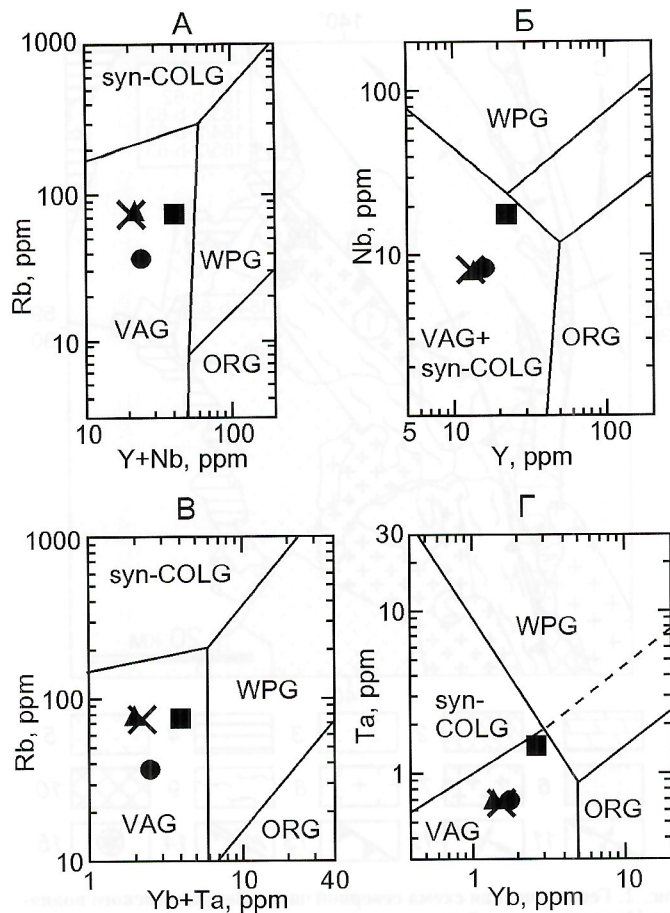


Рис. 5. Дискриминационные диаграммы по [28] для гранитоидов Матахского плутона:

А — Rb—(Y+Nb), Б — Nb—Y, В — Rb—(Yb+Ta), Г — Ta—Yb; поля составов: VAG — граниты вулканических дуг, WPG — внутриплитные граниты, syn-COLG — коллизионные граниты, ORG — граниты океанических хребтов; усл. обозн. см. рис. 4

ции (см. рис. 3, В) из гранодиоритов (182-b-62). В результате получен возраст 375 млн. лет (поздний девон). Учитывая морфологические особенности извлеченных цирконов, указывающие на их магматическое происхождение, это значение можно интерпретировать как оценку возраста образования гранодиоритов Матахского плутона. Одно из зерен циркона было датировано в 2,6 млрд. лет, что совпадает с возрастом, полученным для пород кристаллического фундамента Верхнемайского поднятия. Это позволяет предполагать, что прототипом гранитоидов Матахского плутона могли быть описанные неорархейские гнейсы.

Южно-Верхоянский метаморфический пояс узкой полосой (50–60 км) протягивается на 600 км в долготном направлении вдоль восточного фланга Сетте-Дабанской и западного Аллах-Юньской тектонических зон Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса [1, 2, 14, 21, 29] (см. рис. 1). Пояс имеет зональное строение. В центральной части (шириной до 25 км и протяженностью до 150 км) породы метаморфизованы в условиях биотитовой субфации зеленосланцевой фации, а местами до ставролитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации. К востоку и западу от этой полосы, а также к южному и северному флангам пояса, метаморфизм постепенно ослабевает до уровня начального метатенеза и глубинного эпигенеза. Метаморфическая зональность в региональном плане согласуется с долготным направлением складчатых и разрывных дислокаций, но пересекает литостратиграфические границы. Зоны наиболее высокого ме-

таморфизма (ставролитовая и биотитовая ступени) тяготеют к сдвиговым субдолготным разломам, которые фиксируются в виде полос повышенной деформации пород шириной 5—10 км и протяженностью десятки—первые сотни километров и описываются как зоны смятия [20]. В их пределах развиты преимущественно подобные складки, сжатые вплоть до изоклинальных, оси которых простираются в север-северо-восточном направлении, под небольшими углами к стратиграфическим границам и пликативным структурам главной фазы складчатости.

В ниже-среднепалеозойских терригенно-карбонатных толщах восточного фланга Сетте-Дабанской зоны дислокационный метаморфизм достигал хлорит-биотитовой субфации фации зеленых сланцев. Для пород характерна перекристаллизация и образование типичных гетеро-, гломеро-, лепидо-, гранобластовых, иногда пойкилитовых, часто порфиробластовых структур. Перекристаллизация приводит к мраморизации и почти полному исчезновению первичных структур карбонатных пород. Среди пород выделяются: мраморизованные доломиты и известняки, серицит-хлоритовые, актинолит-хлоритовые, эпидот-актинолит-хлоритовые и карбонатно-серицит-хлорит-кварц-альбитовые сланцы. Характерные минеральные ассоциации — карбонат+хлорит+серицит (мусковит)+стильпомелан+биотит+актинолит. Для зон слабдеформированных пород, преобразованных в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевого метаморфизма, характерна ассоциация новообразованных минералов: альбит+олигоклаз+кварц+серицит (мусковит)+хлорит+кальцит+доломит+анкерит.

В центральной части Сетте-Дабанской зоны из рассланцованных мраморов нижнего ордовика была отобрана проба (99JT65), из которой выделен новообразованный на плоскости кливажа мусковит. По $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопному датированию, выполненному в аналитическом центре Стэнфордского университета, получен возраст в 151 ± 1 млн. лет (рис. 6), который, по-видимому, отвечает времени проявления дислокационного метаморфизма в этой части Южного Верхоянья.

Терригенные отложения карбона и перми Аллах-Юньской зоны в результате динамометаморфизма почти полностью перекристаллизованы и имеют порфиробластовую, гранобластовую и лепидогранобластовую структуры и сланцеватость (сланцевый кливаж). Характерные минеральные ассоциации: кварц+биотит+альбит+эпидот+мусковит и ставролит+гранат+эпидот+мусковит+кварц+биотит+альбит. Максимальные Р-Т условия метаморфизма

определяются соответственно в 300—650 МПа и 500°C [21]. Как в пределах зон смятия, так и между ними располагаются участки слабдеформированных пород, преобразованных в условиях серицит-хлоритовой субфации метаморфизма фации зеленых сланцев. Для них характерны гранобластовые структуры, сланцеватость и ассоциация кварц+альбит+мусковит+хлорит новообразованных минералов. Для краевых зон пояса характерна ассоциация кварц+альбит+серицит(мусковит)+хлорит [16]. Считается, что расположенные в метаморфическом поясе гранитоиды Уэмяхского, Тарбаганнахского и других плутонов не затронуты процессами метаморфизма. Роговиковые ореолы этих плутонов пересекают зоны метаморфизма терригенных пород, а минеральные ассоциации контактового метаморфизма накладываются на регионально метаморфизованные породы [2].

На восточном фланге Аллах-Юньской зоны из раскливажированных каменноугольных песчаников отобрана проба 99JT38 (см. рис. 1), из которой выделен новообразованный биотит, развитый на плоскостях кливажа. Полученная $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопная датировка в $119 \pm 0,5$ млн. лет соответствует времени проявления процессов дислокационного метаморфизма. Согласно этому возрасту складчатость и деформационные процессы в Аллах-Юньской зоне проявились значительно позже, чем в соседней Сетте-Дабанской [31].

Одновременно был проанализирован биотит из гранодиоритов Тарбаганнахского плутона (99JT22), расположенного в центральной части Аллах-Юньской зоны (см. рис. 1). Полученное значение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста 120 ± 1 млн. лет весьма близко к таковому из метаморфических образований. Предполагается, что время проявления дислокационного метаморфизма совпадает с возрастом заключительной стадии остывания крупных гранитных батолитов Южного Верхоянья, а крупные гранитные плутоны Южного Верхоянья внедрялись на стадии затухания пластических деформаций [31].

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Получены первые данные о геодинамической природе среднепалеозойских гранитоидов в зоне сочленения Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса и юго-западного фланга Охотского кратонного террейна. По комплексу геологических, геохимических и геохронологических данных гранитоиды Мастахского и, вероятно, аналогичные им расположенного рядом Майского плутонов, имеют позднедевонский (франский) возраст и соответствуют образованиям вулканических дуг. Представляется, что эти плутоны, а также требующие дополнительного изучения позднедевонские известково-щелочные вулканы матийской свиты маркируют среднепалеозойскую Северо-Охотскую активную континентальную окраину [17], которая могла располагаться на юге и юго-востоке Охотского террейна. Синхронные процессы позднедевонского континентального рифтогенеза в Южном Верхоянье в этом случае можно рассматривать как задуговой рифтинг (рис. 7).

2. Дислокационный метаморфизм в Сетте-Дабанской тектонической зоне был проявлен в самом конце поздней юры и это метаморфическое событие маркирует начало формирования складчатости и метаморфического пояса в Южном Верхоянье, связанных с транспрессионными левосторонними взбросо-сдвиговыми перемещениями [18]. Предполагается, что эти деформационные проявления — следствие аккреционных процессов, происходивших вдоль зоны субдукции Удско-Мургаляской активной континентальной окраины (см. рис. 7).

3. В позднем неокме и апте сформировалась складчатость и произошел метаморфизм в Аллах-Юньской зоне. На южном фланге и в тылу Охотского террейна продолжа-

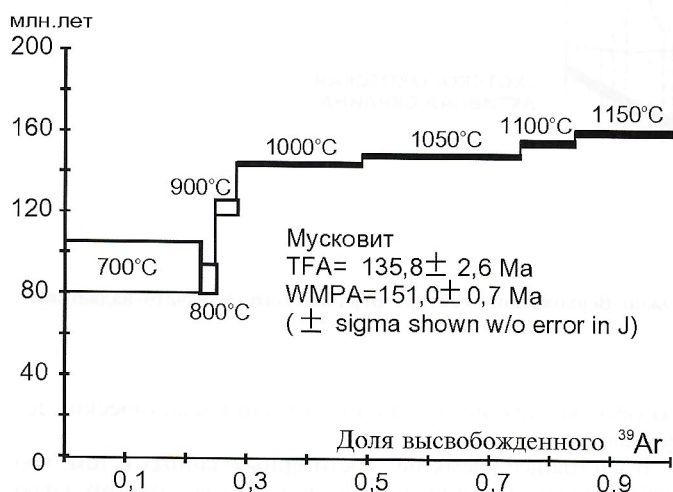


Рис. 6. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мусковита из известковистых сланцев центральной части Сетте-Дабанской тектонической зоны Южного Верхоянья

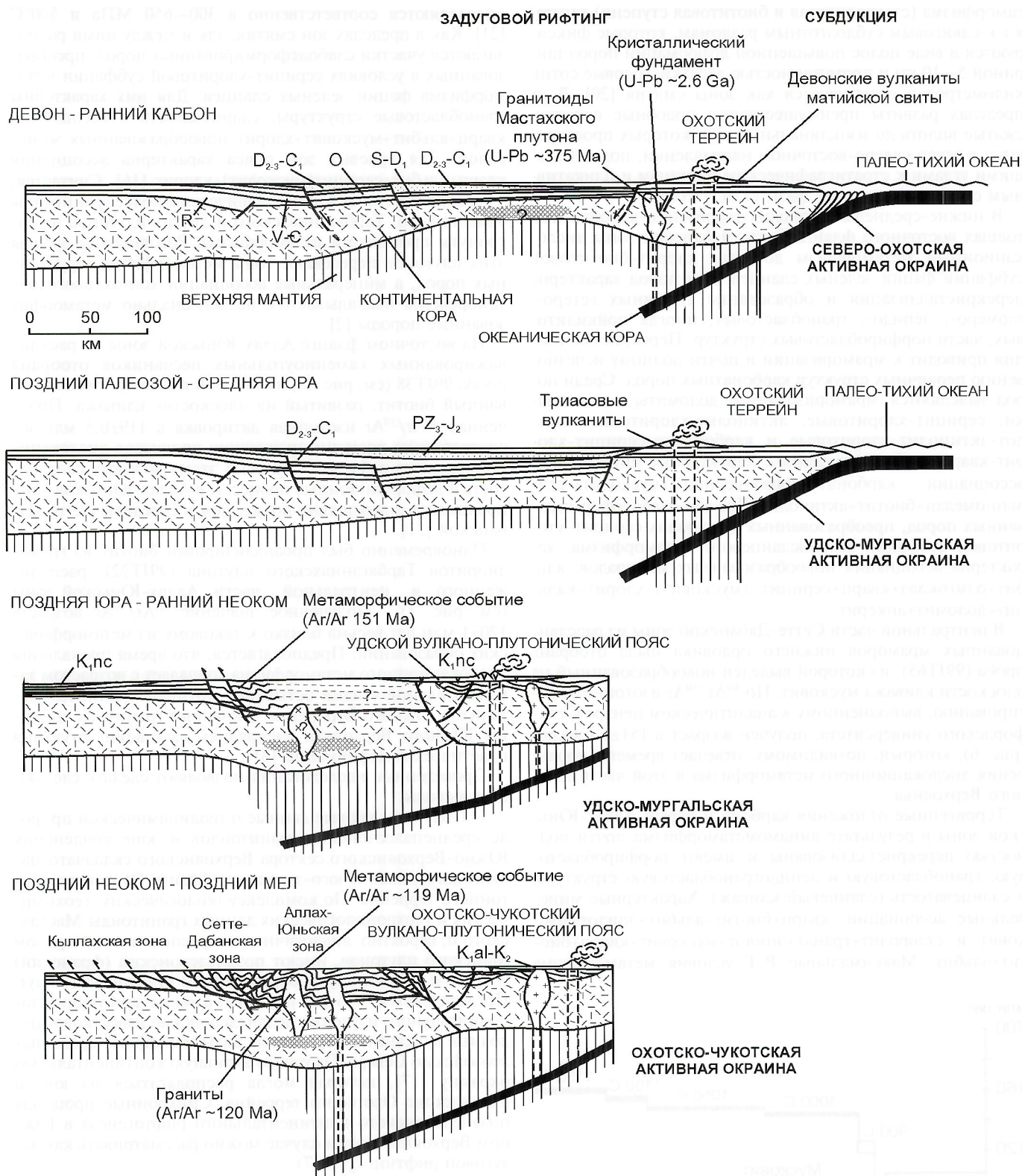


Рис. 7. Палеотектонические профили через юго-восточную окраину Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса и Охотский кратонный террейн

лись деформационные процессы, связанные с субдукцией вдоль Удско-Мургальской магматической дуги. Таким образом, предполагается, что складчатость в Сетте-Дабанской зоне проявилась значительно раньше, чем в соседней Аллах-Юньской. Время проявления дислокационного метаморфизма в последней совпадает с возрастом заключительной стадии остывания крупных гранитных плутонов,

которые внедрялись на стадии затухания пластических деформаций (см. рис. 7).

В настоящее время нет достоверных данных о том, что наблюдалась аккреция террейнов к юго-восточному краю Северной Азии, существование которых, также как и комплекса аккреционного клина, можно лишь предполагать в акватории Охотского моря. Однако интенсивность и ори-

ентировка деформаций в Южном Верхоянье не может быть обусловлена лишь субдукцией вдоль Удско-Мургальской дуги. С одной стороны, представляется, что аккреционные процессы, связанные с косой субдукцией, все же происходили вдоль магматических дуг, которые могли быть разделены трансформным разломом, северным, континентальным, продолжением которого являлся Билякчанский взбросо-сдвиг. С другой, до сих пор остается плохо изученной зона самого Билякчанского разлома. В первую очередь не ясен возраст метаморфизованных толщ, выполняющих так называемый Билякчанский грабен, нижняя часть разреза которых (спилиты, кремнистые сланцы) [9] сходна с разрезом верхней части офиолитового комплекса. Не исключено, что Билякчанский разлом представляет собой сутуру, сформированную при закрытии бассейна, образовавшегося на месте Южного Верхоянья в результате среднепалеозойского рифтогенеза, и косой коллизии Охотского террейна и окраины кратона [16]. Ранее было высказано предположение [19], что метаморфические образования Верхнемайского поднятия могут представлять собой комплекс метаморфического ядра, формирование которого связано с процессами позднедевонского рифтогенеза в Южном Верхоянье, проявленными в тылу среднепалеозойской окраинно-континентальной магматической дуги. Однако для решения этих вопросов требуются дополнительные исследования.

Исследования поддержаны проектами РФФИ (01-05-65485, 03-05-64980, 03-05-96001, 03-05-96019), РФФИ-Арктика (03-05-96001, 03-05-96019, 03-05-96002), Интеграционным проектом СО РАН № 69, ФЦП «Интеграция» ИО447/2321 и УР 09.01.033.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андрянов Н.Г. Динамотермальный метаморфизм терригенных пород в западной части Южно-Верхоянского синклиниория // Новости геологии Якутии. Вып. 3. — Якутск: Кн. изд-во, 1973. С. 72—74.
- Андрянов Н.Г. О взаимоотношении процессов метаморфизма и золоторудной минерализации в Южно-Верхоянском синклиниории // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 2. С. 434—436.
- Вельдяков Ф.Ф., Умитбаев Р.Б. Основные черты тектоники и металлогении Охотского массива / Складчатые системы Дальнего Востока. — Владивосток, 1976. С. 93—117.
- Геологическая карта Северо-Востока СССР. Масштаб 1:1 500 000. — Л., 1980.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист О-(53), 54. Охотск. — Л., 1982.
- Гринберг Г.А. Докембрий Охотского массива. — М.: Наука, 1968.
- Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н. и др. Гранитоиды Южного Верхоянья. — М.: Наука, 1970.
- Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой. — М.: Наука, 1979.
- Коген В.С., Рунов Б.Е., Ставцев А.Л. Новые данные по геологии и рудоносности Билякчанской зоны разломов (Южное Верхоянье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 8. С. 113—123.
- Коростелев В.И. Некоторые вопросы тектоники и магматизма зоны сочленения Южно-Верхоянского синклиниория и Алданского щита / Тектоно-магматические и металлогенические проблемы геологии Якутии. — Якутск, 1987.
- Кузьмин В.К. Геологическое строение кристаллического фундамента Юровского поднятия (Охотский массив) // Тихоокеанская геология. 1993. № 5. С. 67—77.
- Кузьмин В.К., Чухонин А.П., Шулеико И.К. Этапы метаморфической эволюции пород кристаллического фундамента Кухтуйского поднятия (Охотский массив) // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 6. С. 789—791.
- Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. — Хабаровск, 1990.
- Неменман И.С. К методике полевого картирования слабых метаморфических преобразований на юге Аллах-Юньской зоны / Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. — Магадан, 1991. С. 97—106.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Геохронология и проблема генезиса гранитоидов Восточной Якутии. — Новосибирск: Наука, 1980.
- Парфенов Л.М., Прокопьев А.В. Геология и металлогения Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса / Неждановское золоторудное месторождение — уникальное месторождение Северо-Востока России. — М.: ГЕОС, 2000. С. 10—34.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003.
- Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. — Якутск, 1989.
- Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Хоуриген Дж.К., Тарабукин В.П., Думитру Т.А. Стиль деформаций Верхоянского складчато-надвигового пояса (северо-восток России) // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 47—52.
- Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю. Структурные исследования в Южном Верхоянье / Геология и рудоносность Якутии. — Якутск, 1989. С. 12—23.
- Симанович И.М., Андриянов Н.Г. Начальный метаморфизм пород Верхоянского комплекса (Южное Верхоянье) // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 3. С. 103—115.
- Тучков И.И., Андрианова В.А. Новые данные об эффузивных образованиях в верховьях реки Май / Петрография и минералогия осадочных формаций Якутии. — Якутск: Якутское кн. изд-во, 1972. С. 87—97.
- Феритатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62—85.
- Чиков Б.М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. — Новосибирск: Наука, 1978.
- Kuno H. Differentiation of basalt magmas / Hess H.H., Poldervaart A. (eds.). Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. Vol. 2. — NY: Interscience, 1968. P. 623—688.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. Vol. 101. P. 635—643.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. Professional paper 1626. U.S. Department of the Interior, U.S.G.S., 2000.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25, pt. 44. P. 956—963.
- Sagir A. Ancient deep faults, their reactivation and peculiarities under different geodynamic conditions in Eastern Yakutia (Northeast Russia) // Polarforschung. 2001. Vol. 69. P. 177—184.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. — Oxford: Blackwell, 1985.
- Toro J., Prokopiev A.V., Miller E.L., Dumitru T.A. Structure and thermochronology of the South Verkhoyansk Thrust Belt, Eastern Siberia // GSA Fall Meeting, Boston, USA: Abstracts. 2001. Vol. 33. № 6. P. 185.

Геодинамические обстановки формирования позднепалеозойских—мезозойских пород Кулар-Нерского пояса и Иньяли-Дебинского синклинория

В.С.ОКСМАН, Г.В.ИВЕНСЕН, Н.И.СУЗДАЛОВА, А.А.КРАЕВ

Район исследований расположен в западной фронтальной части Колымо-Омолонского микроконтинента в зоне его сочленения с Верхоянской континентальной окраиной Северо-Азиатского кратона (рис. 1). Этот район — один из наиболее удачных объектов на Северо-Востоке России для изучения деформационных структур и динамических условий накопления пород. На его территории развиты контрастные осадочные, метаморфические и магматические комплексы. Регион находится в центральной части Главного металлогенического пояса Северо-Востока России и характеризуется многочисленными проявлениями золота, относящимися к различным формациям [7]. Основные задачи проведенных исследований — реконструкция геодинамических обстановок накопления осадков и выделение складчато-разрывных и линейно-плоскостных структурных ансамблей.

Детальные структурные, литолого-структурные и литохимические исследования проводились в центральной части района на отрезке р.Инди́гирка—пос.Арты́к на участках Хангалас (Кулар-Нерский пояс) и Хара-Юрях (Иньяли-Дебинский синклинорий). Седиментологические особенности накопления пород восстанавливались традиционными литологическими методами. При выполнении литохимических исследований использовано 39 химических анализов песчаников разного возраста, отобранных из скважин и естественных разрезов. Изучение линейно-плоскостных и складчато-разрывных деформационных структур проводилось на основе современных методик структурного и геометрического анализа, ранее апробированных на других участках и районах [3, 7].

Основные особенности геологического строения. Наиболее крупные структуры рассматриваемого района — Кулар-Нерский сланцевый пояс и Иньяли-Дебинский синклинорий (см. рис. 1). Кулар-Нерский сланцевый пояс представляет собой переходную зону от западной, внешней части Верхояно-Колымского орогена к его внутренней части и протягивается в виде сравнительно узкой полосы более чем на 900 км. Он сложен неоднократно дислоцированными глубокоководными черносланцевыми турбидитовыми толщами верхней перми, триаса и карбонатно-кремнисто-глинистыми отложениями нижней юры [1–4, 7, 8]. В них отмечаются горизонты эндоистощением, смешанные комплексы фауны. Традиционно эти породы интерпретируются как отложения глубокоководных конусов выноса и ограничиваются Адыча-Тарынской «шовной» зоной, а на востоке по серии разломов различной кинематики контактируют с отложениями Иньяли-Дебинского и Полоусненского синклинориев [7].

Участок Хангалас расположен на правобережье р.Хангалас (левый приток р.Нера) и приурочен к одноименному золоторудному месторождению. В пределах участка выделяются алевролит-аргиллитовые фаунистически охарактеризованные толщи ранне-, среднетриасового возраста (индский, анизийский и ладинский ярусы). На участке пробурены серии скважин и пройдены штольни, траншеи, каналы. В поисковых скважинах вскрываются горизонты и фрагменты песчаной толщи, не содержащей фаунистических остатков, возраст которой остается дискуссионным. В нескольких километрах севернее этого участка, на левобережье р.Мудекен (золоторудные месторождения Двойной, Нагорный) в аналогичных песчаниках обнаружены гастроподы верхнепермского облика и обломок раковины иноцерамовой пелециподы (Геологическая карта масштаба 1:200 000, Л.Н.Попов, 1974 г.). В настоящей работе возраст песчаной толщи условно принимается позднепермским—раннетриасовым (P_2-T_1). Песчаная толща также имеет черты сходства с пермскими песчано-алевролитовыми образованиями Куларского хребта. Для толщи характерны многочисленные подводно-оползневые структуры, косая и градационная слоистости. На участке Хангалас в редких коренных обнажениях, буровых скважинах и горных выработках выявлены системы изоклинальных и опрокинутых к западу сжатых складок, с которыми ассоциируют надвиги и многочисленные послонные срывы. Поздние деформации выражены сдвиговыми зонами, образующими структуру сдвигового веера, а также картируемыми и видимыми в обнажениях складками с круглыми погружениями шарниров и осевых плоскостей. Ранние кварцевые жилы и прожилки прослеживаются по

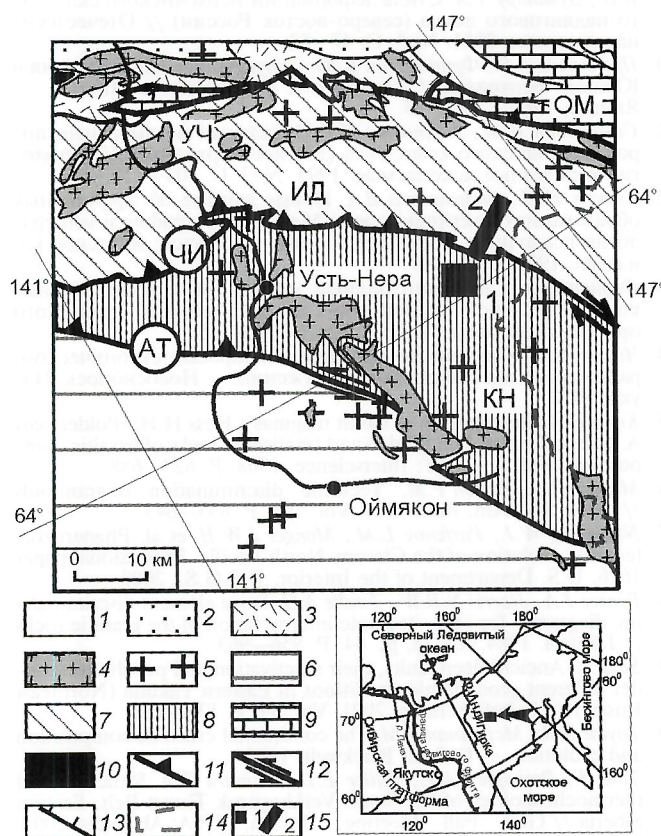


Рис. 1. Схема геологического строения Верхне-Инди́гирского района. Составлена на основе карты тектонических террейнов [7]:

отложения: 1 — кайнозойские, 2 — позднеюрские Илий-Тасского антиклинария; 3 — верхнеюрские вулканогенно-осадочные породы Уяндино-Ясачненского комплекса; прорывающие граниты: 4 — батолиты, 5 — штоки; 6 — отложения Верхоянского складчато-надвигового пояса (Верхоянской континентальной окраины); 7 — Иньяли-Дебинский (ИД) синклинорий; 8 — Кулар-Нерский пояс (КН); 9 — перикратонные блоки палеозойских пород Колымо-Омолонского микроконтинента: УЧ — Уччинский, ОМ — Омлевский; 10 — фрагменты офиолитов и полиметаморфических пород; 11 — надвиги (буквы в кружках): АТ — Адыча-Тарынский, ЧИ — Чаркы-Инди́гирский; 12 — сдвиги; 13 — сбросы; 14 — граница Республики Саха (Якутия); 15 — участки детальных исследований: 1 — Хангалас; 2 — Хара-Юрях; врезка — местоположение района

зонам послонных срывов, а поздние — концентрируются вдоль сдвиговых зон и оперяющих их нарушений.

Иньяли-Дебинский синклиорий прослеживается более чем на 800 км и сложен преимущественно средне-верхнеюрскими терригенными, иногда с примесью вулканогенного материала породами, которые образуют мощные флишевые пачки, обычно содержащие разнообразные горизонты микститов и эндоолистостром [1—4, 7, 8]. Образования, слагающие синклиорий, граничат с триасовыми отложениями Кулар-Нерского пояса по Чаркы-Индибирскому надвику и другим разломам. Структуры Иньяли-Дебинского синклиория характеризуются преимущественно северо-западным простираем и имеют складчато-надвиговое, а местами покровно-складчатое строение. Выделяется несколько тектонических зон, разделенных надвигами и взбросо-сдвигами.

Участок Хара-Юрх расположен вдоль одноименного правого притока р.Нера. Прекрасные береговые обнажения протягиваются более чем на 15 км вкост простираения структур Иньяли-Дебинского синклиория и Кулар-Нерского пояса. Восточная и центральная части участка (верхнее и среднее течение р.Хара-Юрх) сложены юрскими образованиями Иньяли-Дебинского синклиория, а западная (соответственно нижнее течение р.Хара-Юрх) — раннеюрскими—позднетриасовыми породами Кулар-Нерского пояса. Юрские отложения имеют флишеидное строение, в них четко наблюдаются различные виды ритмичности и цикличности. Выделяются отдельные горизонты подводно-оползневых структур и многочисленны конседиментационные деформации. Наиболее тонкие флишевые пачки типичны для раннеюрских—позднетриасовых отложений, в которых, помимо терригенных пород, присутствуют тонкие кремнистые и карбонатные прослои. В этих образованиях отмечается обильная пиритизация, проявлены постдиагенетические преобразования и начальный зеленосланцевый метаморфизм хлорит-серицитовый субфации. Обычно эти изменения априорно связываются с эродированной зоной Чаркы-Индибирского срыва.

Деформационные структуры сформированы как минимум в три этапа дислокаций. Ранние деформации представлены картируемыми и видимыми в обнажениях пакетами изоклинальных дисгармоничных и подобных складок, которые не сопровождаются синхронным квиважем, имеют пологие ориентировки шарниров и осевых плоскостей и северо-западную и юго-восточную вергентность. Наиболее интенсивно данные складки видны вдоль западного фланга синклиория, а к восточным частям их осевые плоскости приобретают более крутые углы падения. Пакеты изоклиналей разделены субпластовыми надвигами и срывами, имеющими аналогичную вергентность с ориентировкой осевых плоскостей складок. Отмечаются многочисленные зоны «площадного» терригенного меланжа, приуроченные к горизонтам глинистых пачек. Вергентность мелких складок в матриксе меланжа, морфология фрагментов и будин, другие кинематические индикаторы указывают на транспортировку пластин, разделенных срывами и зонами тектонического меланжа, в западном направлении. Начало формирования покровно-надвиговых структур, очевидно, происходило синхронно или сразу вслед за накоплением средне-верхнеюрских толщ. Об этом свидетельствует обилие горизонтов разнородных микститов и эндоолистостром.

Ранние лежачие, опрокинутые и наклонные изоклинальные складки деформированы в видимые в обнажениях и картируемые широкие (до 5 км), относительно протяженные (до 10—15 км) открытые складки с амплитудой в 1,5—2 км и соизмеримые с ними поля моноклинально залегающих пород. Такие зоны картируются в осевой части синклиория. Складчатые деформации обычно сопровождаются квиважем осевой плоскости. Их осевые поверхно-

сти субвертикальны, а оси нередко ундулируют и изгибаются в плане с образованием на эрозионном срезе замкнутых мульд. Разрывные нарушения представлены преимущественно взбросами, взбросо-сдвигами и разломами с комбинированной кинематикой. Поздние деформации третьего этапа выражены разломами субдолготного и северо-восточного простираения, среди которых преобладают сдвиги, взбросо- и сбросо-сдвиги. Со сдвигами ассоциируют складки с крутыми ориентировками шарниров и осевых плоскостей.

Литогеохимический состав и геохимические особенности отложений. Петрографические исследования показали, что песчаники Кулар-Нерского пояса позднепермского—раннетриасового (P_2-T_1) возраста состоят из кварца (14—26%), полевого шпата (20—32%) и обломков пород (28—42%). Главная особенность изученных песчаников — резкая угловатость, совершенная неокатанность и плохая сортировка обломочного материала. Зерна кварца угловатые, неправильной формы, часто копьевидные и секировидные. Среди обломков полевых шпатов преобладают плагиоклазы неправильной угловатой, реже — призматической формы, иногда встречаются частично разложившиеся. Плагиоклазы образуют тонкие полисинтетические двойники. В зернах микроклина наблюдается характерная микроклиноватая решетка. Обломки пород представлены фельзитовыми разностями. Цемент в породах гидрослюдистый, глинистый или гидрослюдисто-глинистый и глинисто-кремнистый. Тип цементации в основном поровый, коррозионный, местами сливной, пленочный. На классификационной диаграмме Ф.Дж.Петтиджона [5] фигуративные точки песчаников позднепермского—раннетриасового возраста попадают в поле аркозовых аренинов.

Нижнеюрские (J_1) песчаники представлены плохо отсортированными зернами. Кварц присутствует в форме угловатых и округло-угловатых зерен (27—31%). Полевые шпаты часто сильно изменены и кальцитизированы, трудно поддаются определению (22—24%). Обломки пород (27—30%) с микрокристаллической и фельзитовой структурой. В песчаниках иногда наблюдается в небольшом количестве пирит. Цемент пленочный, местами поровый, гидрослюдисто-глинистого состава. Согласно классификации Ф.Дж.Петтиджона, песчаники относятся к классу литовых аренинов.

Среднеюрские (J_2) песчаники Иньяли-Дебинского синклиория состоят из угловатых, корродированных зерен кварца (29—38%), полевого шпата (14—24%) и обломков пород (27—48%). Сортировка зерен плохая, размер их колеблется от 0,05 до 0,46 мм. Полевые шпаты сильно измененные, полуразложившиеся, частично замещены кальцитом. Цемент породы гидрослюдистый и глинистый с преобладанием того или иного компонента. Тип цемента поровый, местами пленочный. По классификации Ф.Дж.Петтиджона песчаники относятся к классу аркозовых и литовых аренинов.

Верхнеюрские (J_3) песчаники сложены угловатыми, серыми, с волнистым погасением зернами кварца (26—36%), полуразложившимся полевым шпатом (18—22%) и обломками пород (30—41%). Сортировка зерен плохая. По классификации Ф.Дж.Петтиджона они соответствуют классу аркозовых и литовых аренинов.

Резких отличий в химическом составе песчаников разного возраста не наблюдается (см. таблицу). На классификационной диаграмме в координатах $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ точки анализов расположены очень компактно и попадают в поле, соответствующее кислым магматическим породам — дацитам (рис. 2, А). На этот же график нанесена точка, соответствующая среднему химическому составу песчаников по Ф.Кларку [10]. Ни один из изученных песчаников не попал в эту область. Песчаники характеризуются очень высоким содержанием щелочей (5—9%) при

значительном преобладании Na_2O над K_2O и низким содержанием оксидов железа и магния. По значениям гидролизатного модуля $\text{ГМ}=(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MnO})/\text{SiO}_2$ [9] песчаники $\text{P}_2\text{—T}_1$ и байосского яруса J_2bj относятся к силлитам ($\text{ГМ}<0,30$), а песчаники батского яруса J_2bt и J_3 — к сиаллитам ($\text{ГМ}>0,30$). Значения титанового модуля $\text{ТМ}=\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ниже стандартного $0,06\text{—}0,08$ и составляют для юрских песчаников в среднем $0,041$, а для пермско-триасовых $0,044$. Аномально высокие значения натриевого модуля $\text{НМ}=\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ связаны с присутствием большого количества плагиоклазов среди обломочной части. Для песчаников юрского возраста $\text{НМ}=0,23$, а для песчаников $\text{P}_2\text{—T}_1$ он еще выше и составляет в среднем $0,32$. Такие значения НМ характерны для

обломочного материала, не подвергавшегося процессам выветривания и дальнего переноса. Весь комплекс признаков указывает на то, что эти песчаники содержат большое количество вулканогенного материала кислого (дацитового) состава, для которого характерны низкая титанистость и железистость, высокая щелочность [9].

Геодинамические обстановки и обсуждение. Структурно-вещественные комплексы охватывают широкий возрастной диапазон от верхней перми до верхней юры. Пермско-триасовые отложения Кулар-Нерского пояса, как предполагалось ранее, накапливались в Оймяконском малом океаническом бассейне, возникшем в результате позднепалеозойского рифтогенеза и ограниченном с запада Верхоянской континентальной окраиной, а с востока

Химический состав песчаников позднепалеозойского и мезозойского возраста Иньяли-Дебинского синклиория и Кулар-Нерского пояса

Возраст	Оксиды												П.п.п.	Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂		
Иньяли-Дебинский синклиорий (n=23)														
J ₃	68,72	0,57	15,22	2,49	1,51	0,00	1,45	1,71	3,60	2,58	0,14	0,55	2,00	100,54
J ₃	66,05	0,65	16,03	3,59	0,89	0,06	1,49	1,43	3,38	3,35	0,20	0,00	3,02	100,14
J ₃	67,09	0,57	15,65	3,15	1,51	0,06	1,64	1,07	3,53	2,99	0,14	0,00	2,42	99,82
J ₂ bt	66,52	0,69	15,43	3,04	1,27	0,11	1,20	2,32	3,13	3,05	0,19	1,36	2,09	100,40
J ₂ bt	66,60	0,62	15,44	4,57	0,51	0,06	1,67	1,28	3,45	2,96	0,15	0,27	2,10	99,68
J ₂ bj	70,37	0,60	15,24	2,80	0,37	0,06	0,97	1,25	3,02	2,81	0,15	0,27	1,82	99,73
J ₂ bj	70,51	0,50	14,80	2,03	0,91	0,06	0,97	1,68	3,58	2,71	0,13	0,27	1,83	99,98
J ₂ bj	70,21	0,48	14,82	2,08	0,88	0,06	1,10	1,43	3,74	2,68	0,12	0,68	1,87	100,15
J ₂ bj	69,96	0,56	14,21	1,82	0,99	0,00	0,79	2,27	3,56	2,27	0,13	1,62	2,06	100,24
J ₂ bj	70,03	0,58	13,99	2,80	0,64	0,06	1,14	2,17	3,17	1,98	0,12	0,79	1,89	99,36
J ₂ bj	68,93	0,54	15,01	3,20	0,40	0,06	1,51	1,53	3,74	2,69	0,13	0,80	1,57	100,11
J ₂ bj	66,48	0,57	15,69	2,17	3,44	0,05	1,29	1,16	3,29	2,36	0,15	0,27	2,42	99,34
J ₂ bj	68,90	0,76	14,22	1,28	2,05	0,05	0,78	2,79	3,29	1,95	0,15	1,32	2,05	99,59
J ₂ bj	67,39	0,58	15,36	1,79	1,75	0,05	0,74	1,57	3,96	3,04	0,14	0,82	2,21	99,40
J ₂ bj	67,46	0,69	14,93	1,90	2,57	0,10	1,04	1,87	3,46	2,62	0,16	0,93	1,86	99,59
J ₂ bj	67,27	0,57	14,92	1,78	1,95	0,00	1,23	1,92	3,52	2,75	0,14	1,37	2,08	99,50
J ₂ bj	66,68	0,65	15,55	2,00	1,94	0,05	1,24	1,59	3,54	2,77	0,16	0,82	2,44	99,43
J ₂ bj	69,71	0,65	14,15	2,00	1,68	0,00	1,01	1,01	3,79	2,43	0,16	0,69	2,38	99,66
J ₂ bj	67,07	0,69	14,40	2,06	2,22	0,05	1,09	1,99	3,51	2,43	0,16	1,34	2,36	99,37
J ₂ bj	68,18	0,66	15,83	2,14	1,72	0,07	1,08	1,01	3,39	2,50	0,16	0,54	2,11	99,39
J ₂ bj	63,99	0,65	13,56	1,90	1,27	0,10	0,71	4,95	3,71	2,39	0,15	3,69	2,33	99,40
J ₂ bj	67,24	0,66	15,81	1,66	1,98	0,05	1,11	0,79	3,88	2,88	0,17	0,40	2,71	99,34
J ₂ bj	67,58	0,54	14,51	2,25	3,11	0,05	1,22	1,04	3,69	2,13	0,16	0,82	2,43	99,53
Кулар-Нерский пояс (n=16)														
P ₂ -T ₁	74,66	0,57	13,40	0,74	1,12	0,06	0,15	0,92	4,76	1,69	0,15	0,80	1,00	100,02
P ₂ -T ₁	70,47	0,55	12,77	1,81	1,20	0,06	0,80	2,15	4,07	2,02	0,17	2,71	1,33	100,11
P ₂ -T ₁	69,06	0,50	12,34	1,48	1,47	0,06	0,99	3,39	3,77	1,51	0,15	3,99	1,35	100,06
P ₂ -T ₁	66,66	0,55	12,76	2,69	1,44	0,11	1,44	3,03	3,90	1,88	0,24	3,81	1,54	100,05
P ₂ -T ₁	61,27	0,68	14,41	2,51	0,97	0,11	1,67	4,53	4,52	1,93	0,16	6,01	1,57	100,34
P ₂ -T ₁	64,49	0,56	13,16	2,12	1,13	0,06	1,34	3,97	5,13	0,91	0,17	4,80	1,53	99,37
P ₂ -T ₁ ?	63,36	0,62	14,01	2,21	1,68	0,21	1,44	3,79	2,98	3,10	0,17	4,08	1,95	99,60
P ₂ -T ₁ ?	65,30	0,69	14,72	2,41	1,66	0,06	1,41	1,40	3,97	3,39	0,17	2,53	1,94	99,65
P ₂ -T ₁ ?	64,95	0,56	13,97	3,95	2,62	0,10	1,81	1,04	3,95	2,64	0,18	2,17	1,91	99,85
P ₂ -T ₁ ?	68,82	0,64	13,88	1,55	1,45	0,06	0,91	1,28	4,36	2,88	0,19	2,10	1,62	99,74
P ₂ -T ₁ ?	65,45	0,56	13,17	1,32	1,28	0,06	2,09	3,37	5,17	1,98	0,16	1,47	3,70	99,78
P ₂ -T ₁ ?	73,87	0,52	14,35	0,59	0,21	0,00	0,75	0,46	4,58	2,06	0,16	0,00	1,59	99,14
P ₂ -T ₁ ?	67,69	0,60	12,55	1,38	1,38	0,06	1,20	3,13	4,35	1,88	0,22	4,12	1,25	99,81
P ₂ -T ₁ ?	70,32	0,66	13,57	1,94	1,25	0,06	0,69	0,92	4,40	2,42	0,21	0,68	2,19	99,31
P ₂ -T ₁ ?	64,72	0,80	17,27	1,21	1,27	0,06	0,60	1,10	4,58	4,40	0,21	0,54	2,53	99,29
P ₂ -T ₁ ?	65,20	0,64	14,42	2,13	1,37	0,06	1,71	1,93	5,32	2,45	0,17	2,72	1,67	99,79

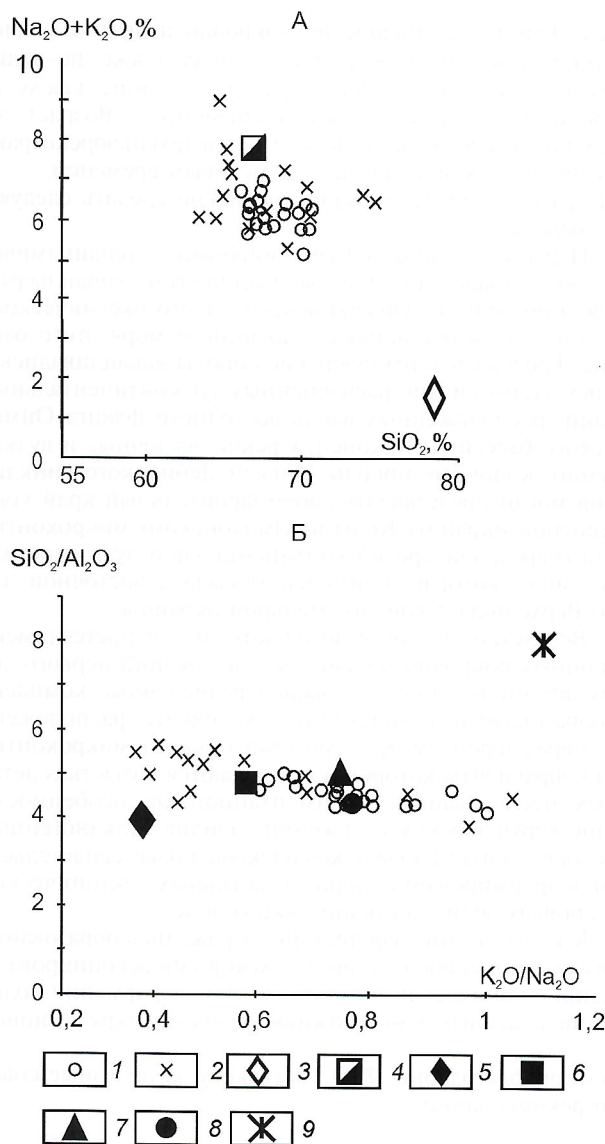


Рис. 2. Диаграммы для песчаников позднепалеозойского и мезозойского возрастов Иньяли-Дебинского синклиория и Кулар-Нерского пояса:

А — $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, Б — $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$; песчаники возраста: 1 — юрского, 2 — позднепермского—раннетриасового; точка: 3 — среднего химического состава песчаников [10], 4 — среднего состава дацитов [6]; типы бассейновых обстановок [12]: 5 — передовой, 6 — тыловой; фронтальный край плиты: 7 — с субдукцией, 8 — без субдукции (удар—скольжение); 9 — тыльный край плиты

протяженным Омулевским блоком — террейном, микроконтинентом [3, 7]. Песчано-алевритовый состав и текстурные особенности пермских отложений участка Хангалас, многочисленные фрагменты «микститовых комплексов», прослой вулканогенно-осадочных разностей позволяют предполагать накопление пород на склонах седиментационного бассейна или на склонах относительно «приподнятых» в результате рифтогенеза блоков («клавишные структуры») внутри бассейна. По-видимому, в пермское время Оймяконский бассейн имел резко расчлененный подводный рельеф, в котором выделялись узкие, протяженные поднятия (типа кордильер).

Триасовые отложения рассмотренных участков и других частей Кулар-Нерского пояса, в отличие от пермских, характеризуются более однородным глинистым (алевро-аргиллитовым) составом. В них отмечаются тонкое флишевое переслаивание пород, ритмичность и цикличность, но

по всему разрезу присутствуют горизонты «внутриформационных размылов», смешанные комплексы фауны [7], что и позволило предполагать их накопление в участках глубоководных конусов выноса. Раннеюрские породы в пределах изученных участков зоны сочленения Иньяли-Дебинского синклиория и Кулар-Нерского пояса могли формироваться в еще более глубоководных условиях (особенно тонко ритмично переслаивающиеся карбонатно-кремнисто-терригенные сланцы) или удаленных (дистальных) частях континентальной окраины.

Наиболее широко развиты в пределах изученных частей Иньяли-Дебинского синклиория средне-позднеюрские осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы, которые, судя по их структурно-текстурным особенностям, могли накапливаться в шельфовых обстановках и представлять образования проксимальных частей конусов выноса, палеодельты и др. Особенно интересны вулканогенно-осадочные отложения, формирование которых происходило синхронно с образованием Уяндино-Ясачненского вулканоплутонического пояса в условиях преддуговых или междугловых бассейнов. Характер переслаивания пород, их состав, многочисленные конседиментационные складчато-разрывные деформации позволяют их сравнивать с комплексами современных аккреционных призм.

Для определения геодинамических условий образования пород Иньяли-Дебинского синклиория и Кулар-Нерского пояса по литологическим признакам использована классификационная диаграмма песчаников В. Диккинсона и К. Сучека [11], основанная на коэффициентах QFL (кварц—полевые шпаты—обломки пород). По этой классификации песчаники образуются в трех главных тектонических обстановках: континентальные блоки, ремобилизованные орогены и магматические дуги (рис. 3), которые подразделяются на четыре типа: смешанные дуги, расчлененные (осадконакопление происходит в бассейнах передовых и тыловых дуг, особенно дуг континентальных окраин), переходные и нерасчлененные (обстановки осадконакопления активных вулканических и слабо эродированных континентальных дуг, желоба, бассейны передовых дуг, окраинные моря). Все исследованные песчаники попадают в поля расчлененных и переходных активных магматических дуг.

Обстановки накопления обломочного материала, восстановленные литохимическими методами по критериям Ж. Мейнарда и др. [12], также определяются как активные. На графике в координатах $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (см. рис. 2, Б) точки составов юрских песчаников Иньяли-Дебинского синклиория (участок Хара-Юрях) группируются около точек, соответствующих среднему химическому составу песчаников, связанных с осадочными бассейнами фронтального края плиты (с субдукцией и без субдукции) и задуговыми бассейнами внутриокеанических магматических дуг. Пермско-триасовые песчаники Кулар-Нерского пояса (участок Хангалас) по химическому составу тяготеют к обстановкам задуговых и преддуговых бассейнов внутриокеанических дуг.

Источники вулканогенного материала для пермско-триасовых отложений могли находиться в районе Арга-Тасского блока, расположенного на юго-востоке Омулевского микроконтинента, где известны мощные толщи вулканогенных пород, но они имеют основной химический состав [1]. Другим поставщиком вулканогенного материала могла являться Алазейская система островных дуг, расположенная восточнее Омулевского микроконтинента, возраст формирования которой вполне укладывается в названные временные интервалы [3, 7]. Однако остроугольная, серповидная морфология обломков, относимых к вулканическим в изученных породах, не позволяет предполагать значительные расстояния для их транспортировки. Вероятно, вулканические постройки, «питаю-

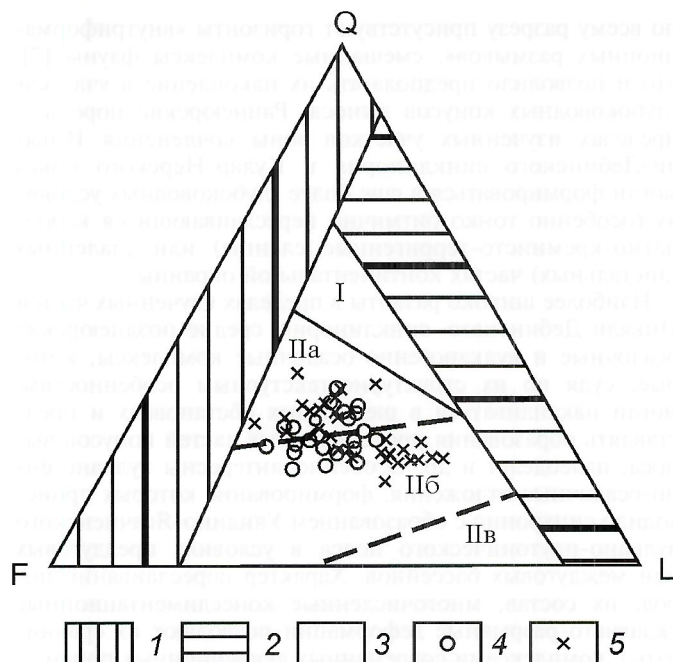


Рис. 3. Породообразующие компоненты песчаников позднепалеозойского и мезозойского возрастов Иньяли-Дебинского синклинория и Кулар-Нерского пояса и типы источников питания [11]:

1 — континентальные блоки; 2 — ремобилизованные орогены; 3 — магматические дуги: 1 — смешанные, Па — расчлененные, глубоко эродированные, Пб — переходные, Пв — нерасчлененные, слабо эродированные; 4 — песчаники юрского возраста; 5 — песчаники позднепермского—раннетриасового возраста

щие» отложения вулканогенным материалом, могли быть расположены сравнительно недалеко (в пределах подводных поднятий и кордильер) и в настоящее время эродированы или перекрыты покровно-надвиговыми пластинами.

Для юрских отложений этот вопрос решается более определенно и многочисленные прослои вулканогенно-осадочных пород в Иньяли-Дебинском синклинории связываются с одновозрастными образованиями Уяндино-Ясачненского вулканоплутонического пояса, а, возможно, Тарынского субвулкана. А.Д.Чехов средне-верхнеюрские образования Иньяли-Дебинского синклинория относит соответственно к флишевой или шпировой формациям [8].

Важнейший этап в развитии региона охватывает позднеюрское—раннемеловое время. Он связан с периодом формирования единого Колымо-Омолонского микроконтинента и его коллизией с Верхоянской континентальной окраиной. Позднеюрская—раннемеловая эпоха характеризовалась проявлением интенсивных деформаций, приведших к изменению структурного плана региона. Складчатые и разломные структуры образованы в результате нескольких этапов наложенных деформаций, последовательность формирования которых уже была рассмотрена. Покровно-надвиговые структуры, подобные наблюдаемым в Иньяли-Дебинском синклинории и Кулар-Нерском поясе, их близкий возраст с осадконакоплением, многочисленные олистостромовые комплексы и комплексы терригенного тектонического меланжа характерны для современных аккреционных клиньев, а комбинированные взбросо- и сбросо-сдвиговые деформации второго и третьего этапов свойственны коллизионным событиям. В районе выделяется несколько региональных зон разломов. Наиболее крупные из них представлены Адыча-Тарынской зоной, Чаркы-Индибирским межформационным срывом, Чай-Юреинским и другими, которые разграничивают разнофациальные и разновозрастные осадочные и вулканогенно-осадочные структурно-вещественные комп-

лексы. Ранние среднеюрские покровно-надвиговые дислокации, выявленные в «шовных» зонах, также, по-видимому, связаны с аккрецией структур, а поздние, как установлено ранее, представляют коллизионные. Возраст деформаций второго этапа определяется позднеюрско-раннемеловой эпохой, а третьего — меловым временем.

Из рассмотренных материалов можно сделать следующие выводы:

1. Пермские отложения сформированы в геодинамических обстановках приподнятых частей (типа кордильер) в подводном рельефе Оймяконского малого океанического бассейна или в обстановках окраинного моря этого бассейна. Триасовые и раннеюрские породы накапливались в разных частях сильно расчлененных дуг континентальных окраин, расположенных вдоль восточного фланга Оймяконского бассейна. Наконец, юрские осадочные и вулканогенно-осадочные породы Иньяли-Дебинского синклинория могли представлять собой фронтальный край конвергентной окраины Колымо-Омолонского микроконтинента (передовой прогиб континентальной дуги переходного типа), которая взаимодействовала с восточной частью Верхоянской континентальной окраины.

2. Вследствие позднемезозойских син- и постседиментационных покровно-надвиговых дислокаций первого деформационного этапа все вышеперечисленные комплексы образовали палеоаккреционную призму, расположенную перед фронтом Колымо-Омолонского микроконтинента, фрагменты которой и наблюдаются в участках детальных исследований. Седиментационные особенности средне-верхнеюрских отложений, обилие вулканогенных прослоев, «микститовых» комплексов также свидетельствуют о формировании пород в активных тектонических обстановках вблизи вулканического пояса.

3. Коллизионные деформации выражались образованием взбросо- и сбросо-сдвигов, с которыми ассоциировали складки с конической геометрией. Эти деформации более поздние и значительно усложняют всю структуру региона.

Авторы благодарны Ф.Ф.Третьякову за полезные советы и рекомендации.

Данная работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (№ 03-05-64915, 03-05-96074p2003Арктика, 03-05-96079p2003Арктика), Университеты России — № УР-09-01-033, VI конкурса экспертизы научных проектов молодых ученых РАН — № 340.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:100 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист Q-54-55, Хонуу (Е.П.Сурмилова и др.). — Л.: Недра, 1986.
2. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой. — М.: Наука, 1979.
3. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). — М.: ГЕОС, 2000.
4. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1984.
5. Петтиджон Ф.Д. Осадочные породы. — М.: Недра, 1981.
6. Соловьев В.И. Меловой вулканизм Северо-Востока СССР. — Новосибирск: Наука, 1986.
7. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: Наука/Интерпериодика, 2001.
8. Чехов А.Д. Тектоника Иньяли-Дебинского синклинория / Складчатые системы Дальнего Востока. — Владивосток, 1976.
9. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. — С-Пб.: Наука, 2000.
10. Clarke F.W. The Data of Geochemistry // Bull. U.S. Geol. Surf. 770. 1924.
11. Dickinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone composition // AAPG Bull. 1979. Vol. 63, № 12.
12. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.—S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench — Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. Oxford et al. 1982.

Динамика сейсмотектонических процессов в зоне сочленения Евразийской, Северо-Американской и Охотоморской плит (Северо-Восток Азии)

В.С.ИМАЕВ, Л.П.ИМАЕВА, Б.М.КОЗЬМИН

Комплексные геолого-геофизические исследования, выполненные на северо-востоке Азиатского континента в XX в., позволили составить схему современной геодинамики этого региона (рис. 1), выявить здесь систему плит и блоков и характер их взаимодействия [4–6, 13, 17, 18]. В частности, было определено положение границы между Евразийской (ЕВ) и Северо-Американской (СА) литосферными плитами, которую представляет крупный Арктико-Азиатский сейсмический пояс (ААСП), продолжающий проявления сейсмичности в Арктике через Северо-Восточную Якутию, Северное Приохотье и Камчатку к Тихому океану. В течение XX в. в нем отмечено около 15 тысяч местных землетрясений. В континентальной части между морями Лаптевых и Охотским пояс обозначен широкой полосой до 400 км эпицентров землетрясений длиной более 2 000 км, в пределах которой современные движения земной коры происходят по серии активизированных разломов [5].

На основе анализа определений фокальных механизмов землетрясений [6, 18] и данных наблюдений космической геодезии [16] было установлено положение полюса вращения ЕВ и СА плит, располагавшегося вблизи губы Бу-

ор-Хая моря Лаптевых. Вместе с тем, согласно одному из основных положений тектоники литосферных плит [10], вблизи полюса вращения скорость движения плит должна быть минимальной, а территория — практически асейсмичной. Однако именно вблизи «Буор-Хаинского» полюса в 1927–1928 гг. произошло 5 Булунских землетрясений с интенсивностью в эпицентре до 9–10 баллов. В настоящей статье на основе новых сейсмологических данных дано иное объяснение наблюдаемых здесь современных сейсмотектонических процессов.

В структурно-тектоническом плане ААСП подразделяется на несколько сегментов с развитием в их пределах характерных структурных парагенезисов, связанных с определенным типом напряженного состояния земной коры [6]. Шельф моря Лаптевых занимает Лаптевоморская, а прибрежные районы континента — Хараулахская сейсмотектонические зоны, расположенные между структурами растяжения спредингового хр.Гаккеля в Северном Ледовитом океане и континентальными структурами сжатия хр.Черского. Для Лаптевоморской зоны характерна сложноветвящаяся система рифтогенных впадин и прогибов, ограниченных сбросами и сдвигами. Некоторые из них

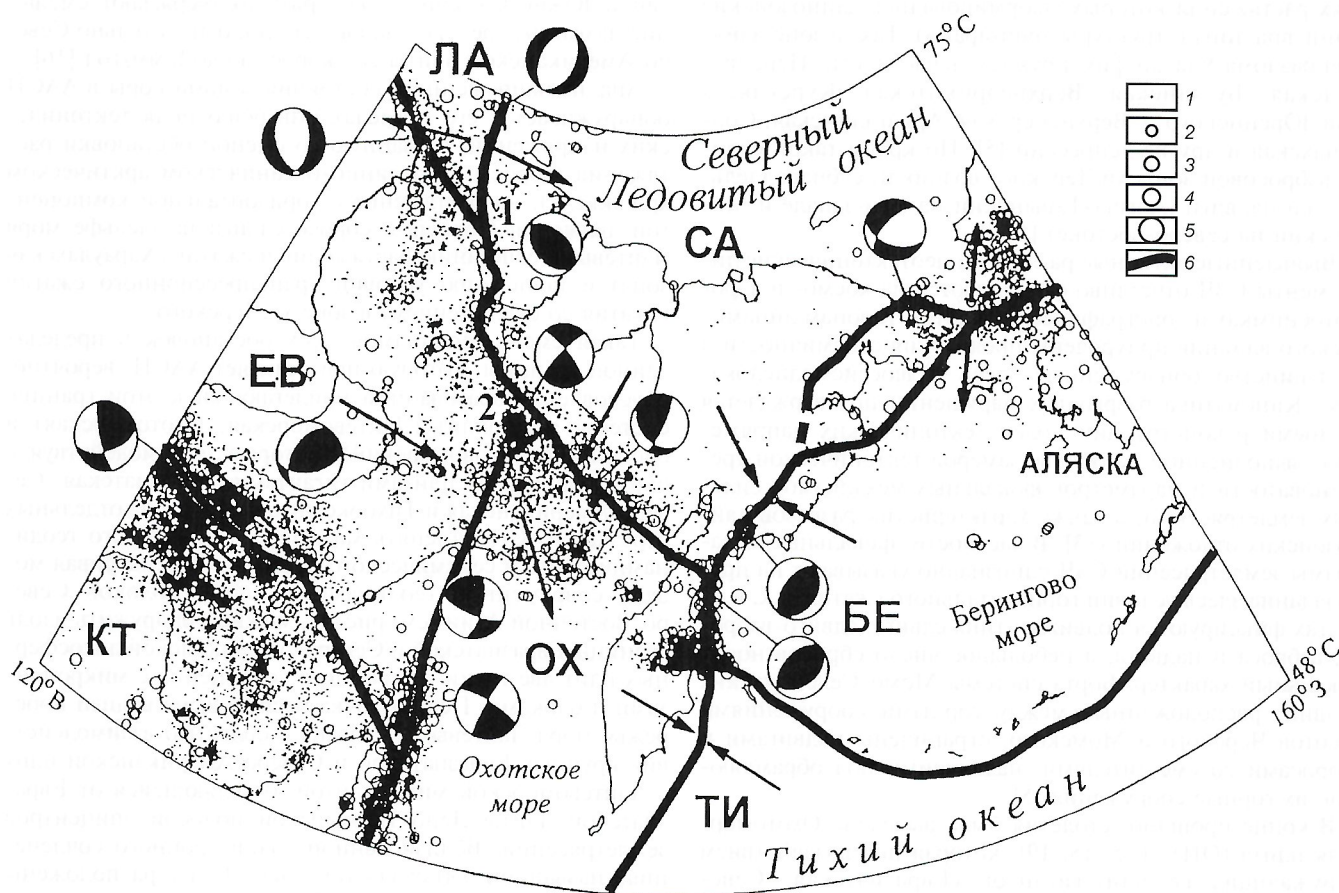


Рис. 1. Схема современной геодинамики плит и блоков Северо-Восточной Азии. По [6, 17, 18], с изменениями авторов:

эпицентры землетрясений разной магнитуды М: 1 — <4; 2 — 4–4,9; 3 — 5–5,9; 4 — 6–6,9; 5 — 7; положение точек тройного сочленения плит: 1 — Янская, 2 — Индигирская; 6 — границы литосферных плит (ЕВ — Евразийская, СА — Северо-Американская, ТИ — Тихоокеанская, КТ — Китайская, ОХ — Охотоморская, ЛА — Лаптевоморская) и блоков (БЕ — Берингоморский); сферограммы — решения фокальных механизмов землетрясений: белое — действие напряжений сжатия, черное — растяжения; стрелки — направление движения плит

(Усть-Янский, Усть-Ленский грабены и др.) прослеживаются в прибрежную часть суши, сохраняя условия растяжения земной коры. Субдолготные неотектонические структуры Лаптевоморской зоны пересекаются широтной полосой эпицентров землетрясений, прослеживающейся от южного окончания губы Буор-Хая моря Лаптевых на северо-запад вдоль Оленёкской протоки в дельте р. Лена к п-ову Таймыр и определяющей границы Лаптевоморской плиты (см. рис. 1). Южнее, между губой Буор-Хая и долиной р. Лена выделяется Хараулахская зона со смешанным полем тектонических напряжений, в которой выявлены структуры, возникшие как в условиях растяжения (Приморская и Буор-Хайнская система сбросов), так и в обстановке сжатия (Хараулахские сдвиги-сбросы и Западно-Верхоянские надвиги) [6].

К юго-востоку от Хараулахского хребта в сейсмотектонической зоне хр. Черского (СЗЧ) развитие сейсмогенных структур ААСП обусловлено процессами сжатия. Здесь преобладают сдвиги, взбросо-сдвиги, надвиги и отмечается интенсивная дислоцированность кайнозойских осадков в предгорных впадинах. В междуречье Яны и Индигирки доминируют сдвиги-взбросы северо-западного простирания (Чималгинский, Чибгалахский и др.), образующие структуры дуплексного типа, с севера ограниченные Приморской системой разломов, а с юга — северным окончанием разлома Улахан. Между реками Индигирка и Колыма развиты левые сдвиги (Улахан, Чай-Юреинский, Иньяли-Дебинский и др.). Они представляют собой эшелонированную систему кулис, в полостях растяжения которых сформировались кайнозойские мини-впадины (структуры «pull-apart»). Так, в зоне влияния разлома Улахан фиксируются, в частности, Переправинская, Бугчанская, Верхнеэрикетская, Курская, а Чай-Юреинского — Верхненерская, Аркагалинская, Сордонахская и другие депрессии [5]. По краям такой сдвиги-взбросовой зоны хр. Черского возникли субпараллельные ей надвиги (Адыча-Тарынский на юго-западе и Мятисский на северо-востоке) [5, 6].

Выявленные активные разломы и неотектонические линейaments СЗЧ отчетливо фиксируются на космо- и аэрофотоснимках и топографических картах. К зонам динамического влияния приурочены проявления сейсмичности и большинство обнаруженных здесь палеосейсмодислокаций. Кинематика разрывных нарушений подтверждается данными реконструкции полей тектонических напряжений, выполненной на основе замеров тектонической трещиноватости и параметров фокальных механизмов сильных землетрясений, а также характеристик разрезов кайнозойских отложений [13]. В частности, фокальные механизмы землетрясений СЗЧ однозначно указывают на преобладание здесь условий горизонтального сжатия, т.к. в их очагах фиксируются подвижки типа сдвига, сдвиги-взбросы, взбросы и надвиги, а небольшое число сбросов носит локальный характер. Борты системы Момо-Селенныхских впадин, расположенных между горными сооружениями хребтов Черского и Момского, ограничены надвигами и взбросами со сместителями, падающими под обрамляющие их горные сооружения [5].

В конце прошлого столетия была выделена Охотоморская плита (ОП) [4, 5, 18, 19], которая под воздействием окружающих ее плит-гигантов (Евразийская, Северо-Американская, Тихоокеанская) смещается на юг-юго-восток. Коллизия Евразийской и Северо-Американской плит как бы «выдавливает» Охотоморскую в названном направлении. Западной границей ОП служит «линия» эпицентров землетрясений вдоль о. Сахалин, которая в виде цепочки слабых землетрясений продолжается через акваторию Охотского моря к Северному Приохотью

в бассейны рек Охота, Ульбея и Кетанда и далее к верховьям р. Индигирка. Эти проявления сейсмичности на юге тяготеют к Сахалин-Хоккайдскому правому сдвиги-взбросу, а на севере — к системе субдолготных правых сдвигов (Кетандинский, Нют-Ульбейский и др.), развитых в Северном Приохотье. Северная граница ОП совпадает с частью сейсмотектонической зоны хр. Черского, являющейся фрагментом ААСП [6]. Наконец, восточную и продолжающую ее южную границу маркируют очаги землетрясений Камчатского и Курильского глубоководных желобов, в которых преобладают условия сжатия. Движения земной коры вдоль границ ОП обосновываются параметрами фокальных механизмов землетрясений и морфо-кинематической характеристикой разломов, к которым они приурочены [5]. Для ОП была рассчитана скорость ее перемещения с использованием правила сложения векторов и теоремы косинусов движения плит [5]. При допущении небольшой скорости (~5 мм/год) левостороннего смещения по северо-западным сдвигам вдоль границы Евразийской и Северо-Американской плит следует ожидать сдвиги-взбросовый характер движения ОП в направлении к юго-востоку с такими же скоростями (менее 5 мм/год). Подобный тип подвижки хорошо согласуется с направлением и кинематикой перемещений, определенных на основе фокальных механизмов землетрясений, произошедших в Северном Приохотье в бассейнах рек Охота, Ульбея и Кухтуй. На это также указывают данные наблюдений спутниковой геодезии (GPS) за положением реперов, установленных Американской геологической службой (USGS) в городах Магадан и Южно-Сахалинск, которые подтверждают смещение названных реперов на юго-восток относительно Северо-Американской плиты со скоростью до 8 мм/год [16].

Анализ напряженного состояния земной коры в ААСП обнаруживает в его пределах инверсию поля тектонических напряжений, связанную со сменой обстановки растяжения (сбросы в срединно-океаническом арктическом хр. Гаккеля), на растяжение с горизонтальной компонентой движения (сбросы и сбросо-сдвиги на шельфе моря Лаптевых), сочетанию растяжения и сжатия (Хараулахская зона) и появлению условий транспрессионного сжатия (сжатия со скольжением) в зоне хр. Черского.

Такая смена геодинамических обстановок в пределах единой границы, которую представляет ААСП, вероятно, обусловлена образованием прилегающей к этой границе системы микроплит (Лаптевоморская, Охотоморская) и блоков (Берингоморский), которые, взаимодействуя с окружающими их плитами-гигантами (Евразийская, Северо-Американская и Тихоокеанская), могут на отдельных отрезках ААСП изменять характер регионального геодинамического и сейсмического режимов. Рассматривая модель современной геодинамики плит и блоков Северо-Восточной Азии (см. рис. 1), можно обнаружить вдоль границы Евразийской и Северо-Американской литосферных плит две точки их тройного соединения с микроплитами и блоками. Первая точка расположена вблизи побережья моря Лаптевых и связана с областью взаимодействия крупных Евразийской и Северо-Американской плит с Лаптевоморской микроплитой, отделяющейся от Евразийской плиты Лено-Таймырской полосой эпицентров землетрясений. Вблизи данной точки тройного сочленения, названной «Янская» (см. рис. 1, 1), расположены эпицентры пяти сильных Булунских землетрясений 1927—1928 гг. с М 5,6—6,8 и обнаружены многочисленные сейсмодислокации. Характер этого тройного сочленения соответствует типу рифт—сдвиг—сдвиг и представляет собой достаточно устойчивый тип соединения [10].

Вторая точка тройного сочленения, «Индигирская», расположена на юго-востоке СЗЧ в районе впадения в

р.Инди́гирка ее правого притока р.Не́ра (см. рис. 1, 2), где сгущение эпицентров землетрясений (Арты́кское эпицентрально́е поле) может указывать на область взаимодействия Евразийской, Северо-Американской и Охотоморской плит. Для точки 2 характерно максимальное проявление сейсмической активности, выразившееся в возникновении здесь трех крупных сейсмических событий в 1913, 1970 и 1971 годах с M 5,6—7,1. Характер тройного сочленения в точке «Инди́гирская» соответствует типу сдвиг—сдвиг—сдвиг и представляет собой консервативный и устойчивый в пространстве тип сочленения [10].

В структурно-тектоническом плане Арты́кское эпицентрально́е поле приурочено к центральной части Инья́ли-Де́бинского синклина́рия Верхоя́но-Ко́лымской складчатой области [12]. К генеральным структурообразующим разрывным нарушениям данной области относятся Чай-Юре́инский, Не́рский, Инья́ли-Де́бинский разломы северо-западного простирания, являющиеся левыми сдвигами, и поперечные к ним региональные Кетанди́нский и Нью́т-Ульбе́йский правые сдвиги. Область пересечения зон динамического влияния таких разрывных структур маркирует местоположение Арты́кского эпицентрально́го поля, как точку тройного сочленения названных литосферных плит.

Инья́ли-Де́бинский разлом прослеживается на 1000 км от верховьев бассейна р.Ко́лыма до левобережья р.Инди́гирка. К юго-востоку от р.Инди́гирка он трассируется по однотипному левостороннему смещению рек Анды́гычан, Арты́к, Де́лянкир (притоки р.Не́ра). В магнитном поле разрыв обозначен цепочками локальных аномалий северо-западного простирания, а в поле силы тяжести ему соответствует градиентная ступень. В верховьях р.Арты́к в зоне разлома наблюдаются участки интенсивного дробления пород, складки в ряде случаев имеют вертикальные шарниры. В верхнем течении р.Бе́релех (бассейн р.Ко́лыма) по электроразведочным данным на трассе разлома обнаружена зона дробления пород длиной до 4 км. На северо-восточном крыле этого разлома расположено большинство интрузий Главного батолитового пояса мезозой. Складчатые структуры примыкают к названному поясу под острым углом, что совместно с крутой ориентировкой их шарниров свидетельствует о сдвиговых смещениях по разлому [3]. Механизм очага Не́рского землетрясения 1979 г., отмеченного в зоне влияния Инья́ли-Де́бинского разрывного нарушения, указывает на левосдвиговый со взбросом характер его движения.

Чай-Юре́инский разлом прослеживается на 700 км в северо-западном направлении от Ольской впадины вблизи побережья Охотского моря до р.Инди́гирка. Его отдельные кулисы образуют закономерный «эшелон» левых сдвигов, на концах которых образовалась система мини-впадин растяжения (Верхне́нерская, Аркага́линская и др.). По всей трассе разлома фиксируется зона интенсивной дислоцированности и дробления пород. К нему приурочена линейная магнитная аномалия, а в поле силы тяжести ему отвечает резкая градиентная ступень [1]. Разлом отчетливо выражен в рельефе, сдвиговый характер смещения по нему подчеркивается однотипным коленообразным изгибом русел притоков р.Не́ра. На приподнятых участках рельефа плоскость сместителя картируется глубокими седловинами, а в долинах рек — их прямолинейными отрезками. Активность Чай-Юре́инского разлома подтверждается расположением в зоне его влияния сейсмодислокации «Арты́к», возникшей при 9-балльном Арты́кском землетрясении 1971 г., фокальный механизм которого соответствует левобокковому смещению по названному дизъюнктиву.

Западная граница ОП представлена системой близдолготных разломов (Кетанди́нский и Нью́т-Ульбе́йский), выраженных в рельефе прямолинейными троговыми долинами. По характеру смещений гранитных интрузий и геологических границ Г.С.Гусев [2] предположил, что вдоль названных разломов в позднем мезозое происходили правосторонние подвижки с амплитудами около 20 км. К зоне влияния этих разрывных нарушений приурочены эпицентры землетрясений 1977, 1984, 1986 и 1989 годов с правобокковыми движениями в их очагах. Систему Кетанди́нского и Нью́т-Ульбе́йского дизъюнктивов продолжает к югу Сахали́н-Хокка́йский правый сдвиг-взброс [7].

Большое число локальных разломов, дешифрируемых в пределах Арты́кского эпицентрально́го поля, к которым приспособились субдолготные отрезки притоков р.Не́ра (р.Арты́к, Де́лянкир и др.), являются структурами второго и третьего порядков, усложняющими строение зон динамического влияния генеральных и региональных сдвигов.

В структурном плане зона взаимодействия генеральных и региональных разломов северо-западного и субдолготного простираний, куда тяготеет максимум сейсмичности (Арты́кское эпицентрально́е поле), соответствует центральной части Инья́ли-Де́бинского синклина́рия и представлена в рельефе Не́рским плоскогорьем.

Отличительная особенность этой части синклина́рия — наличие многочисленных плутонов изверженных пород и малых интрузий, ориентированных в северо-восточном направлении поперек складчатых структур. Рельеф Не́рского плоскогорья представлен среднегорьем (высоты 1500—1800 м), над которым поднимаются высокогорные массивы, сложенные изверженными породами (2100—2300 м). Массивы окаймлены наклонным выровненным подножьем (высоты 1500—1700 м), перекрытым моренными и солифлюкционными отложениями. Речная сеть отличается большой густотой, глубоким врезом, прямоугольным в плане рисунком вследствие ее приспособленности к линиям локальных разломов, сочетанием поперечных и продольных долин по отношению к простиранию структур.

В среднем течении рек Арты́к и Де́лянкир, по берегам р.Не́ра и ниже устья р.Анды́гычан развит совершенно иной генетический тип рельефа. Водоразделы здесь неширокие, склоны крутые до 45—50°, прямые или слабовыпуклые, резко сочленяющиеся с долинами. Глубокая расчлененность подчеркивается гребневидным характером водоразделов. Связь данного рельефа с литологией слагающих пород не обнаруживается. Другим участком омоложенного рельефа является район оз.Ма́рк, расположенный на правом берегу р.Де́лянкир. Для него характерны значительные абсолютные высоты (до 1700 м), совершенно плоские водоразделы, очень крутые склоны, глубокий до 700 м врез рек. Рассмотренный рельеф характерен для зоны влияния генерального Чай-Юре́инского разлома, с которым также генетически связана цепочка молодых кайнозойских впадин, выполненных озерно-аллювиальными отложениями (Охотни́чья, Тагы́ньинская, Же́лканская, Де́лянкиро-Худжа́хская), объединяемых под общим названием Верхне́нерская впадина (рис. 2). Для них характерен рельеф расчлененных аккумулятивных равнин с абсолютными высотами 800—1000 м.

В пределах Арты́кского эпицентрально́го поля (см. рис. 1, 2) зарегистрировано около 3 000 сейсмических событий, в том числе три 7—9-балльных в 1913, 1970 и 1971 годах, а также около 20 подземных толчков с макрэффектами в эпицентре до 5—6 баллов. Эпицентры землетрясений образовали здесь площадной максимум, тяготеющий к крупному разломному узлу (сочленение генеральных северо-

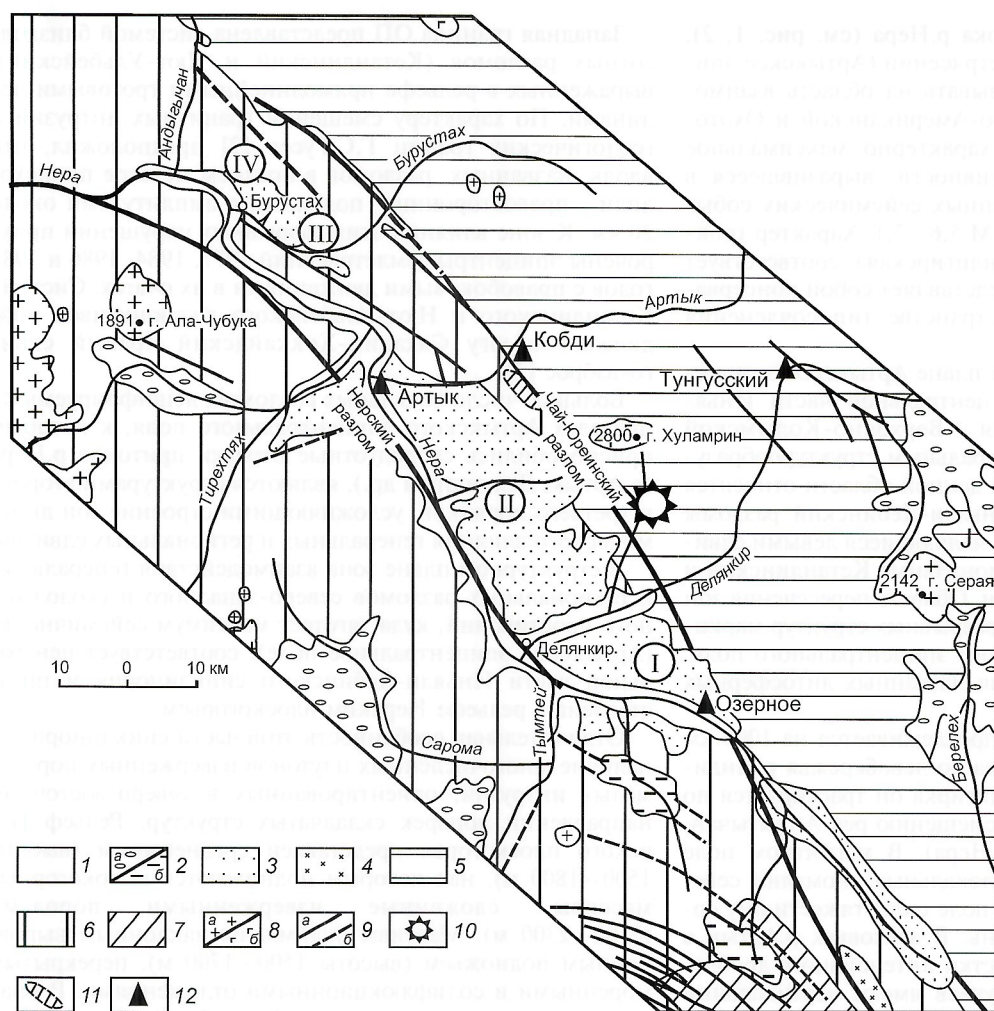


Рис. 2. Схема геологического строения эпицентральной области Артыкского землетрясения 1971 г. По [11] с дополнениями авторов:

отложения: 1 — современные аллювиальные и озерно-аллювиальные, 2 — нерасчлененные средне-верхне-четвертичные: а — ледниковые и водно-ледниковые, б — озерные; 3 — неоген-четвертичные (N—Q) озерно-аллювиальные осадки системы Верхненерской впадины (I — Делянкиро-Худжахская, II — Желканская, III — Охотничья, IV — Тыгыньинская впадины); 4 — верхнемеловые (К) угленосные отложения Аркаглинского бассейна; терригенные и туфогенные образования верхоянского комплекса: 5 — юрские (J) в пределах Иньяли-Дебинского синклиория; в пределах Аян-Юряхского антиклинория: 6 — триасовые (T), 7 — пермские (P); 8 — позднеюрские интрузивные массивы: а — гранитоидов, б — кварцевых диоритов и диоритов; 9 — линии тектонических нарушений: а — установленные, б — предполагаемые; 10 — инструментальный эпицентр Артыкского землетрясения; 11 — область максимальных деформаций земной поверхности; 12 — временные сейсмические станции

ро-западных сдвигов СЗЧ с субдолготными сдвигами Охотской системы).

Рассмотрим особенности современных сейсмотектонических процессов в пределах Артыкского поля на примере проявлений произошедшего здесь самого сильного на северо-востоке России Артыкского землетрясения 1971 г. с М 7,1. Это событие отмечено в центральной части СЗЧ, в бассейне р. Нера (правый приток р. Индигирка) и приурочено к зоне влияния Чай-Юреинского разлома, ограничивающего с северо-востока Верхненерскую впадину. Разлом — контактная зона двух крупных складчатых структур СЗЧ: Аян-Юряхского антиклинория и Иньяли-Дебинского синклиория (см. рис. 2). Юго-западной границей впадины является Нерский разлом, трассируемый вдоль долины р. Нера.

Интенсивность Артыкского толчка в эпицентре соответствовала 9 баллам по шкале MSK-64. Участок с максимальными деформациями охватывает бассейн руч. Кобди (левый приток р. Артык) и занимает площадь порядка

18 км². Сейсмогенные деформации земной поверхности представляют смещение поверхностного слоя грунтов на склонах (оползни, сейсмосрывы, камнепады и др.), грунтовые потоки (сели) и выплески обводненного грунта [11]. Следы срывов на склонах гор языкообразной, ленто-видной или близпрямоугольной формы. Их размеры изменялись от 3 до 450 м по длине и от 1 до 150 м по ширине. Площадь отдельных срывов достигала 20 тыс. м².

Долина руч. Кобди оказалась перекрыта в ряде мест конусами выноса этих потоков, а сам ручей проложил себе новое русло. Суммарная мощность наносов грунта в приустьевых частях распадков достигала местами 5–8 м. Общая площадь срывов составила 250 тыс. м², а суммарный объем смещенных пород — около 100 тыс. м³. Кроме того, имели место выплески жидкого грунта из-под мохового покрова и многочисленные рыхлые каменные осыпи (размер до нескольких сотен квадратных метров).

Эпицентральной область Артыкского землетрясения расположена на северо-восточном борту Желканской депрессии, сложенной породами триаса и нижней юры, смятыми в линейные

складки северо-западного простирания. Северо-восточная граница этой котловины — отчетливо выраженный в рельефе прямолинейный тектонический разрыв (Кобдинский разлом, зона влияния Чай-Юреинского дизъюнктива), протягивающийся в северо-западном направлении до пос. Бурустах (около 50 км). Амплитуда видимого вертикального смещения по разлому достигает 300 м. Однако, судя по мощности рыхлых осадков, составляющей в наиболее прогнутых местах по данным электроразведки 450–500 м и более [8], перемещение блоков фундамента может быть гораздо больше.

Инструментально определенный эпицентр главного толчка тяготеет к юго-восточному флангу Кобдинского разлома, а центр зоны максимальных деформаций земной поверхности удален от него на 27 км к северо-западу по линии разлома (см. рис. 2).

Артыкское землетрясение ощущалось на площади около 1 млн. км² в Республике Саха (Якутия), Магаданской области и Хабаровском крае на удалении до 650 км от эпи-

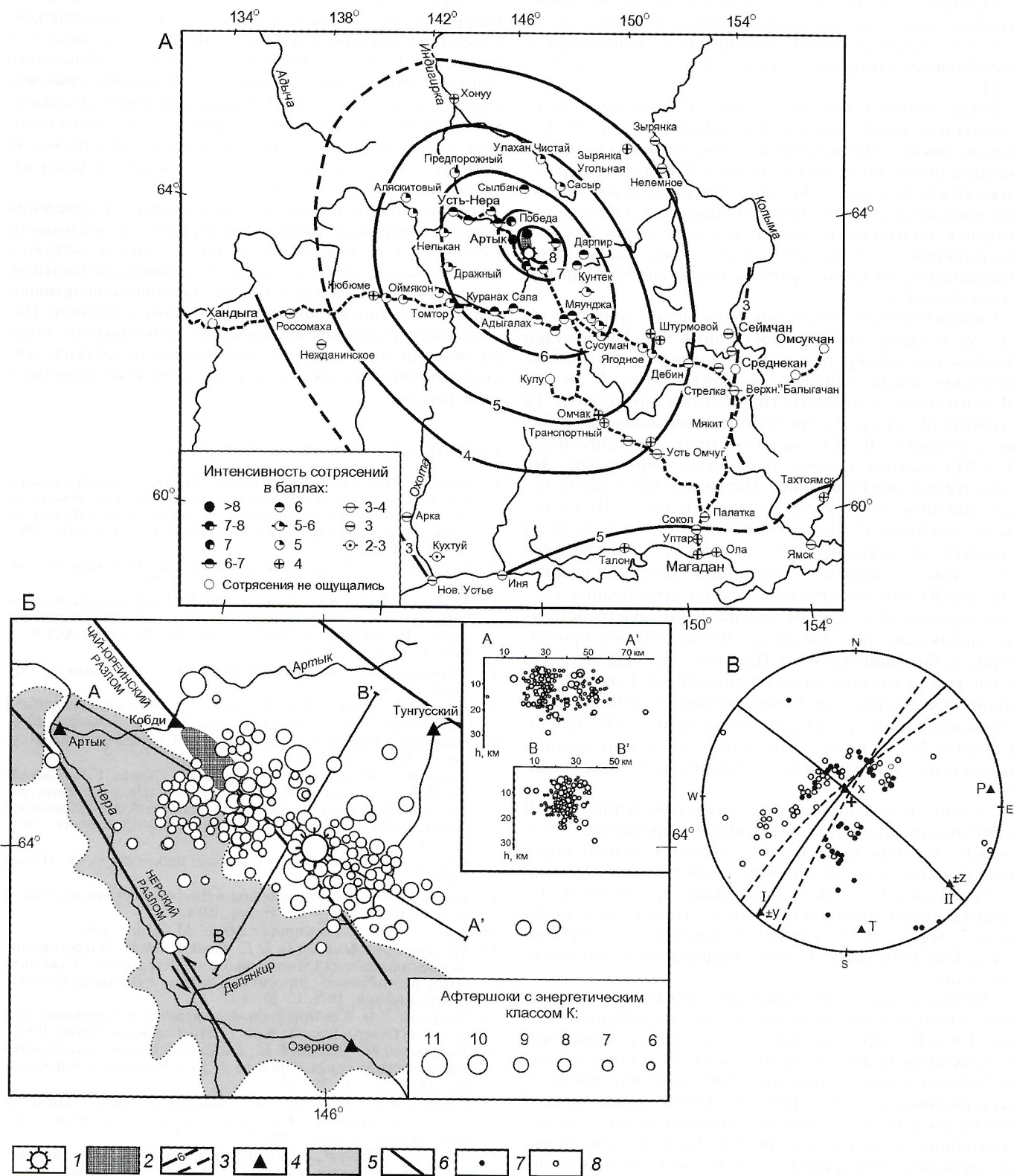


Рис. 3. Макросейсмические проявления и распределение афтершоков Артыкского землетрясения 18 мая 1971 г.:

карта: А — изосейсты; Б — эпицентров повторных толчков за май—декабрь 1971 г; врезка — вертикальные сечения очаговой зоны вдоль (А—А') и вкрест (В—В') ее простирания; В — фокальный механизм землетрясения: Р и Т — соответственно положение вектора сжатия и растяжения, I и II — ориентация возможных плоскостей разрыва; 1 — эпицентр основного толчка; 2 — область максимальных деформаций земной поверхности; 3 — изосейсты: а — установленные, б — предполагаемые; 4 — полевые пункты наблюдений; 5 — Верхнеренская впадина; 6 — разломы; область волн: 7 — сжатия, 8 — растяжения

центра (рис. 3, А). Изосейсты землетрясения имеют форму эллипса, причем направление большой оси эллипса согласуется с северо-западным простиранием мезозойских и кайнозойских структурных элементов, господствующих в СЗЧ.

После главного толчка в течение 1971 г. сетью стационарных и полевых пунктов наблюдений было зарегистрировано свыше 1500 афтершоков. Они образовали протяженную (длина более 60 км, ширина 30 км) эпицентрально-область (см. рис. 3, Б), расположенную между правыми притоками р. Нера: Артык и Делянкир. Область повторных толчков оказалась вытянутой в северо-западном направлении от эпицентра главного удара вдоль трассы Кобдинского локального разрыва (фрагмент Чай-Юреинского разлома).

Сечения области повторных толчков по глубине вдоль (А—А') и вкрест (В—В') простирания Чай-Юреинского разрыва (см. врезку, рис. 3, Б) показывают, что глубина залегания очагов афтершоков соответствует 4—29 км. Максимальная плотность гипоцентров приходится на глубины 10—18 км. Распределение афтершоков по глубине в сечении (В—В') свидетельствует, что сместитель Чай-Юреинского разлома практически вертикален. Это характерный признак сдвига. Параметры фокального механизма Артыкского землетрясения (см. рис. 3, В), где рабочая поверхность скольжения в очаге — плоскость П (азимуты: простирания 308°, падения 38°, угол падения 86°), также согласуются с элементами залегания плоскости Чай-Юреинского разлома (азимут простирания 330°, угол падения 90°), чему не противоречит пространственное положение зоны повторных толчков (азимут простирания ее большой оси 300°). При этом она была вытянута вдоль трассы разлома на расстоянии 60 км. Главные тектонические напряжения в очаге основного события близгоризонтальны и ориентированы по азимуту 192° (растяжение) и 282° (сжатие). Эти данные позволяют оценить кинематику Чай-Юреинского разлома как левый сдвиг [9].

Глубина очагов подземных толчков, отмеченных в СЗЧ и Артыкском эпицентрально-поле, не превышает 30 км. Значит, все они происходят в пределах земной коры, мощность которой здесь по отдельным оценкам составляет 30—35 км [14, 17]. Все это позволяет предполагать, что современными движениями здесь охвачена вся толща земной коры, а СЗЧ маркирует современную зону контакта Евразийской и Северо-Американской литосферных плит.

Данные определений параметров фокальных механизмов землетрясений, показанные на сферограммах (см. рис. 1 и 3, В) свидетельствуют о том, что в настоящее время сейсмотектонические процессы в СЗЧ, а также в районе Артыкского поля эпицентров протекают в условиях северо-восточного сжатия. Его реализацией служит появление на исследуемой территории крупных левых сдвигов в сочетании с надвигами и взбросами. Подобная обстановка подтверждает, что природа СЗЧ и появление «Индигирской» точки тройного сочленения обусловлены столкновением со скольжением двух гигантских литосферных плит (Евразийская и Северо-Американская) с выталкиванием к юго-востоку Охотоморской плиты. Это способствует появлению здесь тектонических структур с высоким сейсмическим потенциалом, который может вызвать в пределах Артыкского эпицентрального поля сейсмические катастрофы $M \geq 7$ и интенсивностью в эпицентре до 9—10 баллов. Такие события по силе сейсмических воздействий вполне сопоставимы с известными Нефтегорским землетрясением на о. Сахалин, а также землетрясением в г. Кобэ (Япония), произошедшими в 1995 г.

Точки тройного сочленения плит и блоков в других районах земного шара (сочленение плит Тихоокеанской, Северо-Американской и Хуан-де-Фука вблизи западного побережья Северной Америки; соединение Эфиопского рифта с рифтами Красноморским и Аденским; стыковка юго-западного окончания Байкальского рифта со сдвигами Восточного Саяна и Хамар-Дабана и др.) также отличаются повышенным уровнем сейсмической опасности, магнитуда землетрясений в них может достигать максимальных значений (7—9) [20].

Таким образом, рассмотренные особенности поведения отдельных отрезков границ литосферных плит и блоков на Северо-Востоке Азиатского континента свидетельствуют о существовании здесь ряда точек их тройного сочленения, характеризующихся максимумами сейсмической активности и повышенным уровнем сейсмической опасности. Последующее изучение динамической устойчивости таких соединений плит позволит прогнозировать характер сейсмотектонических процессов и их возможное развитие в пространстве.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ващилов Ю.Я. Глубинные разломы Яно-Колымской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным) // Сов. геология. 1963. № 4. С. 54—72.
2. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского периода. — М.: Наука, 1979.
3. Гусев Г.С., Веклич В.С., Третьяков Ф.Ф. Морфокинематическая характеристика разломов Верхояно-Чукотской складчатой области / Разломная тектоника территории Якутской АССР. — Якутск, 1976. С. 73—114.
4. Зоненин Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. — М.: Недра, 1979.
5. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Активные разломы и сейсмотектоника Северо-Восточной Якутии. — Якутск, 1990.
6. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. — М.: ГЕОС, 2000.
7. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Слепцов С.В., Третьяков М.Ф. Сейсмотектоника Якутии и проблема выделения границ литосферных плит на Северо-Востоке Азии / Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. — Хабаровск, 2001. С. 7—17.
8. Каплина Т.Н. Криогенные склоновые процессы. — М.: Наука, 1965.
9. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. — М.: Наука, 1984.
10. Кокс А., Харт Р. Тектоника плит. — М.: Мир, 1989.
11. Курушин Р.А., Демьянович М.Г., Кочетков В.М. Макросейсмические последствия Оймяконского землетрясения / Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. — Владивосток, 1976. С. 50—60.
12. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского периода Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1984.
13. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Гриненко О.В. и др. Геодинамика сейсмического пояса Черского // Вулканология и сейсмология. 1998. № 1. С. 75—89.
14. Суворов В.Д., Корнилова З.А. Мощность земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой области // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 32—35.
15. Теркот Д., Шуберт Д. Геодинамика: геологическое приложение физики сплошных сред. Т. 1, 2. — М.: Мир, 1985.
16. Kogan M.G., Steblou G.M., King R.W. et al. Geodetic Constraints on the Rigidity and Relative Motion of Eurasia and North America // Geoph. Res. Lett. 2000. Vol. 27. 14. P. 2041—2044.
17. Mackey K.G., Fujita K., Ruff L.J. Crustal thickness of Northeast Russia // Tectonophysics. 1998. Vol. 284. P. 283—297.
18. Riegel S.A., Fujita K., Koz'min B.M., Имаев V.S., Cook D.B. Extrusion tectonics of the Okhotsk plate, Northeast Asia // Geoph. Res. Lett. 1993. Vol. 20. № 7. P. 607—610.
19. Seno T., Sakurai T. Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? // Jour. Geoph. Res. 1996. Vol. 101. № B5. P. 11,305—11,315.
20. Annali di Geofisica. The Global seismic hazard assessment program (GSHAP). — Rome: Istituto Nazionale di Geofisica. 1999. Vol. 42. № 6.

Адыча-Тарынская золото-сурьмяная зона: геолого-геофизический аспект

Г.А.СТОГНИЙ, В.В.СТОГНИЙ, Т.Г.БАБКИНА

Уникальные месторождения сурьмы Северо-Востока России (Сарылахское, Сентачанское), а также многочисленные рудопроявления (Тан, Малтан, Кинясь-Юрях, Кункугур, Тобычан, Узловое, Марковское и др.) локализованы в пределах Адыча-Тарынской (Тарынской) золото-сурьмяной металлогенической зоны, занимающей центральное положение в Восточно-Якутском металлогеническом поясе [12]. Практически все рудные объекты Адыча-Тарынской золото-сурьмяной зоны перекрыты чехлом кайнозойских отложений мощностью от 5 до 100 м, в связи с чем возрастает роль геофизических методов в объеме поисковых работ, а создание геолого-геофизических образов золоторудных месторождений ставится в ранг самостоятельной проблемы. В рамках данной проблемы проведена комплексная интерпретация разночастотных составляющих гравитационного и магнитного полей в пределах Верхнеиндигирской площади, охватывающей центральную часть Верхояно-Колымской орогенной области. В качестве исходных служили материалы гравиметрических съемок масштаба 1:200 000 и аэромагнитных съемок масштаба 1:50 000. Локальные составляющие гравитационного поля рассчитывались при радиусах осреднения 5 и 10 км с вычитанием регионального тренда при минимальном сечении растрового отображения, равном 0,8 мГал.

Сопоставление схем локальных составляющих гравитационного поля и металлогенических карт Верхнеиндигирской площади показало, что наиболее информативной для целей металлогенического анализа является локальная составляющая с радиусом осреднения 5 км: до 80% золоторудных объектов приурочено к малоамплитудным (0,8—2,0 мГал) гравитационным максимумам. Применение методики двухкурсного освещения позволило выявить зону шириной 5—10 км и протяженностью до 500 км уверенно коррелируемых малоамплитудных гравитационных максимумов, названную нами Адычанская (рис. 1), в пределах которой локализованы практически все золото-сурьмяные месторождения и рудопроявления Адыча-Тарынской металлогенической зоны. В контурах цепочек коррелируемых гравитационных максимумов, образующих юго-западное ответвление Адычанской аномалии, расположены золоторудные месторождения Бадран и Талалах, а в контурах цепочки северо-западного ответвления — многочисленные рудопроявления золота Адыча-Нерской золоторудной зоны Яно-Колымского позднеюрско-ранненеокомового [12] металлогенического пояса. К литолого-фациальным критериям локализации золотого оруденения Бадранского месторождения А.В.Кокин [5] отнес дельтовые фации подводных турбидитов терригенного состава, области распространения которых, по-видимому, отражаются охарактеризованными отклонениями Адычанской аномалии.

Пространственной связью между гравитационными максимумами Адычанской аномалии и локальными аномалиями магнитного поля не наблюдается. Например, в контурах линейного гравитационного максимума протяженностью более 60 км, пространственно совпадающего с верхненорийскими выходами Тордоchanской синклинали, расположены Сарылахское золото-сурьмяное месторождение и рудопроявления Сарылахского рудного узла, а также соседние с ним Кинясь-Юряхский и Кюнкугурский рудные узлы (рис. 2). Магнитные максимумы 1—3 амплитудой до 100 нТл окаймляют Нельканский массив гранитоидов и обусловлены полями контактово-метаморфизованных пород. Такое расположение магнитных максимумов вокруг вскрытых гранитных массивов типично для структуры магнитного поля Верхояно-Колымской орогенной области.

Магнитная восприимчивость руд и пород Адыча-Тарынской металлогенической зоны определяется содержанием в них арсенопирита и пирита, ее средние значения равны (10^{-6} ед. СГС): кварц-антимонитовых и антимонитовых (чугунных) руд Сарылахского и Сентачанского месторождений — 15; кварц-карбонат-антимонитовых руд — 5; арсенопирит-пиритовых алевролитов — 120; алевролитов и песчаников вмещающей толщи — 20. Как правило, кварц-антимонитовые рудные жилы Адыча-Тарынской металлогенической зоны в магнитном поле проявляются слабоинтенсивными (10—15 нТл) отрицательными аномалиями, часто сопряженными с узкими положительными аномалиями, обусловленными телами арсенопирит-пиритовых безрезитов.

Северная часть Адычанской аномалии гравитационных максимумов в структуре среднечастотной составляющей гравитационного поля отвечает северо-западной градиентной зоне Адычанского гравитационного минимума размером 250×100 км и амплитудой до 20 мГал, а ее южная часть — северо-западной градиентной зоне Оймяконского гравитационного максимума размером 130×100 км и амплитудой до 15 мГал.

Адычанской аномалии в плане соответствуют преимущественно выходы верхненорийских отложений, выполняющих узкие сменяющие друг друга линейные синклинали (Тордоchanская, Тарынахская и др.), сложенные интенсивно дислоцированными (вплоть до микроплойчатости и гофрировки) алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников. Верхненорийские толщи алевролитов и аргиллитов, имеющие более высокую средневзвешенную плотность (2,69 г/см³) по сравнению с таковой толщ алевролитов-песчаникового состава (2,65 г/см³), по-видимому, являются основными аномалеобразующими объектами локальной составляющей гравитационного поля. Адычанская аномалия приурочена к зоне повышенной дислоцированности и разрывных нарушений различного типа и возраста (J_2 — K_2) Адыча-Тарынского разлома, простирающегося в северо-западном направлении более чем на 450 км при ширине до 40 км и разделяющего структурно-фациальные зоны позднего триаса и юры верхоянского терригенного комплекса [7].

На первых этапах исследования золото-сурьмяных месторождений Адыча-Тарынской металлогенической зоны предполагалась связь оруденения с гранитными батолитами или с интрузиями «добатолитового» комплекса [4, 12]. В.И.Бергер [2] верхненорийские отложения Тордоchanской синклинали на отрезке р.Индигирка—р.Нельгесе отнес к троговым турбидитовым образованиям, а золото-сурьмяную Адыча-Тарынскую зону рассматривал как сформированную в пределах одноименного трога, сложенного толщами аргиллитов и алевролитов с редкими линзами песчаников и повышенным содержанием сурьмы и золота, образовавшегося в результате раздвижения блоков пассивной континентальной окраины на расстояние не более первых сотен километров. В.А.Амузинский с соавторами [1] считает, что золото-сурьмяное оруденение — производное глубинного газового флюида, преобразованного в последующем в гидротермальный сульфидно-силикатный (серно-сурьмяно-кремнистый) раствор.

Адыча-Тарынская металлогеническая зона с крупнейшими месторождениями сурьмы (Сарылах и Сентачан) не имеет аналогов в пределах Верхояно-Черской металлогенической провинции, что указывает на особую геодинамическую обстановку ее формирования. В связи с этим рассмотрим положение этой зоны по отношению к текто-

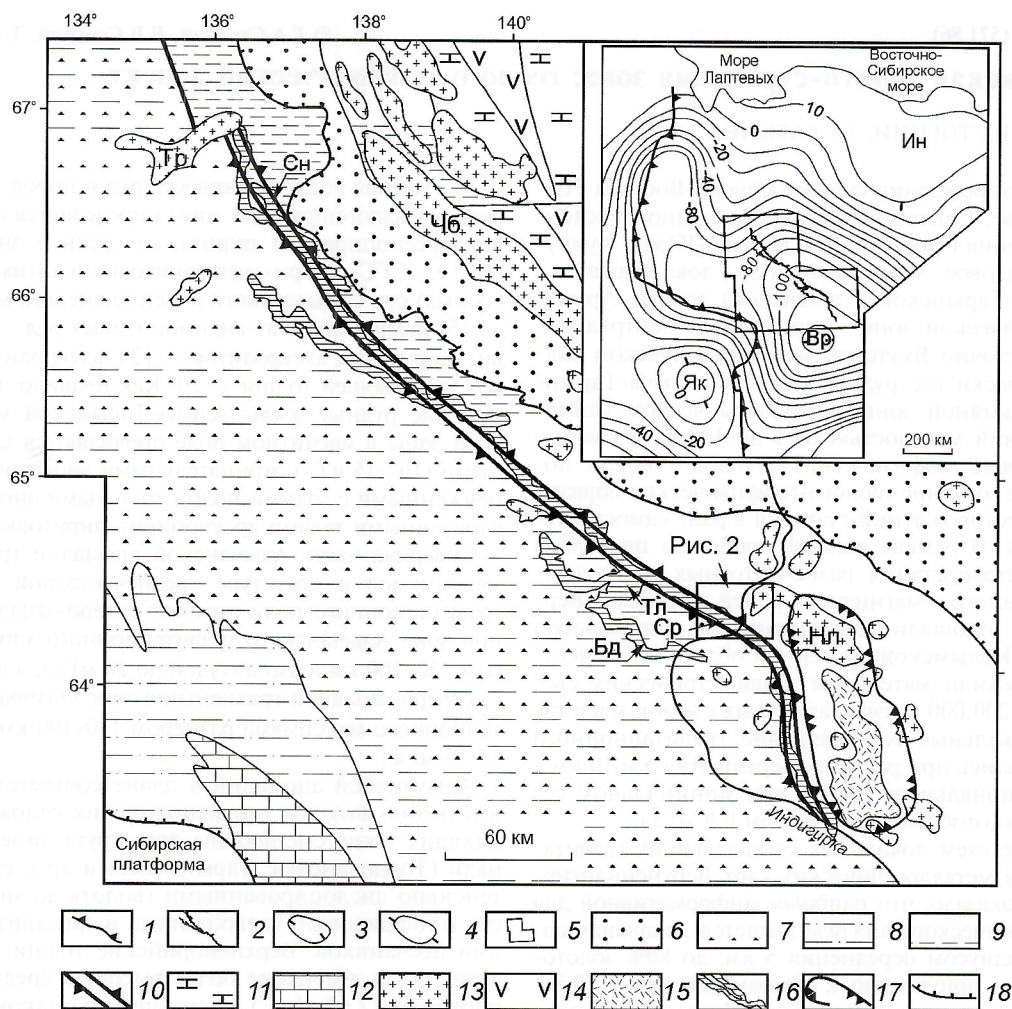


Рис. 1. Адычанская аномалия коррелируемых гравитационных максимумов как индикатор золото-сурьмяного оруденения Адыча-Тарынской металлогенической зоны. Геологическая основа составлена с использованием материалов [2, 3]:

1 — юрские морские терригенные (граувакковая и флишевая) формации Иньяли-Полоусненской зоны; морские терригенные формации пассивной континентальной окраины: 2 — флишеподобная и флишевая приконтинентальной части шельфа, 3 — флишевая континентального склона, 4 — подножия континентального склона; 5 — верхнеюрские турбидитовые отложения; 6 — морская карбонатная формация отложений шельфа; 7 — палеозойский карбонатный комплекс; 8 — меловые массивы гранитоидов: Нл — Нельканский, Тр — Тирехтяхский, Чб — Чибгалахский; 9 — юрский вулканогенный комплекс; 10 — Тарынский субвулкан; 11 — Адычанская аномалия коррелируемых гравитационных максимумов, стрелка — местоположение Сентачанского (Сн) и Сарылахского (Ср) золото-сурьмяных месторождений и золоторудных месторождений Бадран (Бд) и Талалах (Тл); 12 — контур Тарынского гравитационного минимума; 13 — надвиги; *врезка* — положение Адычанской аномалии в структуре низкочастотной составляющей Верхояно-Колымской орогенной области; 14 — граница Сибирской платформы и Верхояно-Колымской орогенной области; 15 — Адычанская аномалия малоамплитудных коррелируемых гравитационных максимумов; изоаномалы низкочастотной составляющей гравитационного поля: 16 — минимумы (Вр — Верхоянский), 17 — максимумы (Ин — Индигирский, Як — Якутский); 18 — контур Верхнеиндигирской площади

но-магматическим элементам центральной части Верхояно-Колымской орогенной области. В региональном плане Адыча-Тарынская золото-сурьмяная зона приурочена к северной части эпицентральной области Верхоянского регионального минимума амплитудой до 130 мГал (см. рис. 1, врезка), который нами [10] отождествляется с верхнемантийным разуплотнением (плюм). Эпицентр плюма на поверхности выражен Оймяконской тектонической структурой [6], включающей Тарынский субвулкан. С эволюцией верхнемантийного плюма авторы связывают формирование как основных тектоно-магматических элементов, так и современного облика Верхояно-Колымской орогенной области. Мощность земной коры в пределах Адыча-Тарынской зоны, оцененная по корреляционной зависимости превышения рельефа — глубина границы Моховичича, не более 35 км. Предполагается, что верхоянский терригенный комплекс мощностью до 10 км (его мощность в Иньяли-Дебинском синклинии по профилю глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) Усть-Хакчан—Ягодное не превышает 8 км [8]) залегает не-

посредственно на раннедокембрийском кристаллическом фундаменте, а палеозойский карбонатный комплекс развит фрагментарно во фронтальных частях орогена.

Структуры кристаллического фундамента, схема строения которого разработана на основе среднечастотной составляющей гравитационного поля [10], играли решающую роль в формировании Адыча-Тарынского трога. Преимущественное северо-западное простирание трога подчинено межблоковым разломам кристаллического фундамента (рис. 3), а субдолготное в южной части — восточному контуру Тарынского гранитогнейсового купола, выделенного по гравитационному минимуму амплитудой 30 мГал [9]. Производными тектоно-магматической эволюции гранитогнейсового купола, сформировавшегося в области максимального теплового потока и разуплотнения земной коры, являются Тарынский субвулкан, а также Нельканский, Чингаканский, Одонканский, Орга-Салимский и Бульгунахский массивы гранитоидов. Северное ограничение Адыча-Тарынского трога — Тирехтяхский массив гранитоидов, приуроченный к разлому, разграничивающему Сартанг-

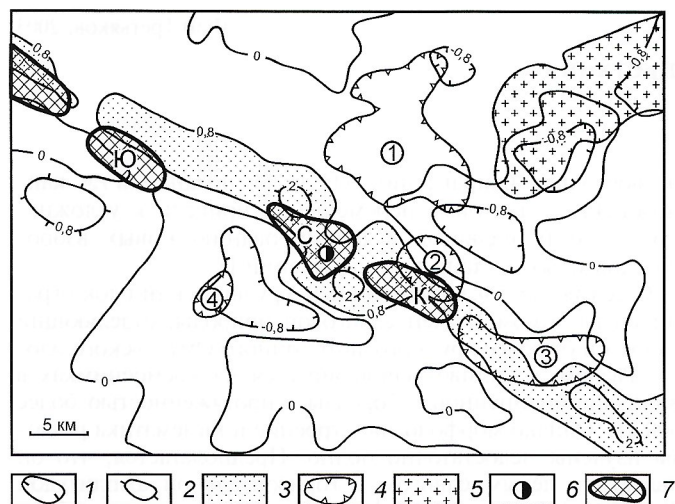


Рис. 2. Фрагмент Адычанской аномалии малоамплитудных коррелируемых гравитационных максимумов:

изолинии локальной составляющей гравитационного поля при радиусе осреднения 5 км: 1 — минимумы, 2 — максимумы; 3 — гравитационные максимумы Адычанской аномалии; 4 — контуры положительных аномалий магнитного поля, цифры в кружках; 5 — гранитоиды Нельканского массива; 6 — Сарылахское золото-сурьмяное месторождение; 7 — золото-сурьмяные рудные узлы: Ю — Кинясь-Юряхский, С — Сарылахский, К — Кюнкуртурский

ский и Адычанский блоки кристаллического фундамента (см. рис. 3). С юга Адыча-Тарынский трог ограничен тектоническими нарушениями Кобюминской системы, унаследованной от позднепротерозойского Байкало-Вилуйского подвижного пояса кристаллического фундамента [10], контуры которого прослежены по зоне линейных гравитационных максимумов (Сунтарский, Томпонский и др.).

Исходя из анализа геофизических полей Адыча-Тарынский трог практически не содержит нескрытых интрузий меловых гранитоидов. Они расположены непосредственно на плечах трога и их длинная ось обычно ориентирована согласно его простиранию.

Накопление верхненорийских турбидитовых отложений шло в узком (10—15 км) троге в зоне регионального разлома, возникшего за счет дифференцированных движений Адычанского, Оймяконского и сопряженных с ними блоков (см. рис. 3) и разделявшего приконтинентальную часть шельфа и подножие континентального склона Верхоянской пассивной окраины. По параметрам данный трог аналогичен троговым долинам трансформных разломов, которые «обычно имеют ширину 10 км» [11, с. 228]. Мощность верхненорийских отложений при их средневзвешенной избыточной плотности 0,02 г/см³ по расчетным данным не превышает 4 км. Адыча-Тарынский разлом также контролировал проявления андезит-риолитового вулканизма и миграцию флюидов, обогащавших золото и сурьмой терригенные отложения. Вулкано-гидротермальная деятельность, по-видимому, была инициирована близостью центральной части верхнемантийного плюма при небольшой (30 км) мощности земной коры. Гидротермальные процессы вызывали выщелачивание золота и сурьмы из вмещающих пород и концентрацию рудных компонентов на границах толщ различной компетентности с образованием золото-сурьмяных месторождений и рудопроявлений.

Таким образом, золото-сурьмяные месторождения и рудопроявления Адыча-Тарынской металлогенической зоны локализованы в пределах Адычанской аномалии коррелируемых малоамплитудных гравитационных максимумов, в контурах которой должны производиться дальнейшие поисковые работы на золото-сурьмяное оруденение. Уникальность Адыча-Тарынской золото-сурьмяной зоны объяс-

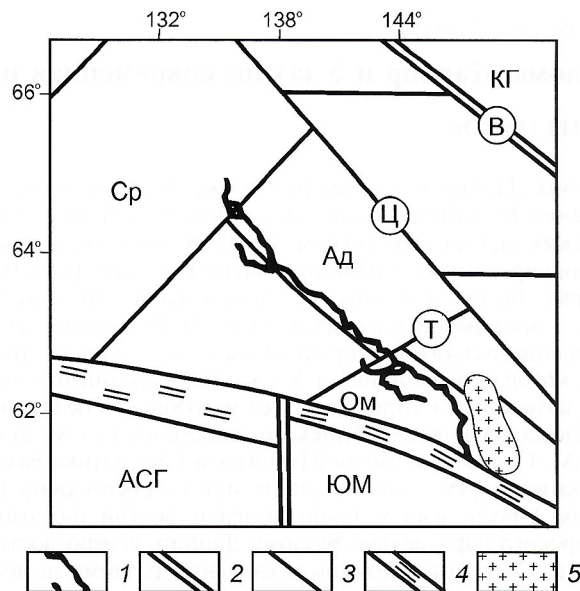


Рис. 3. Структура кристаллического фундамента и проекция на него Адычанской аномалии коррелируемых гравитационных максимумов:

1 — Адычанская аномалия коррелируемых гравитационных максимумов; 2 — межблоковые разломы (В — Восточный); 3 — межблоковые разломы (Ц — Центральный, Т — Талахский); 4 — Байкало-Вилуйский подвижный пояс; 5 — Тарынский гранитоидный купол; геоблоки: АСГ — Алдано-Становой, КГ — Колымский; мегаблоки: ЮМ — Южноверхоянский; блоки II порядка Североверхоянского мегаблока: Ад — Адычанский, Ом — Оймяконский, Ср — Сартанский

няется приуроченностью ее к трогу, разделявшему приконтинентальную часть шельфа и подножие континентального склона Верхоянской пассивной окраины.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ 02-05-64476.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я. и др. Сарылахское и Сентачанское золото-сурьмяные месторождения. — М.: Наука/Интерпериодика, 2001.
2. Бергер В.И. Адыча-Тарынская зона турбидитонакопления / Литогеохимический анализ угленосных и турбидитовых формаций. Методические рекомендации. — Л., 1990. С. 105—109.
3. Гриненко В.С., Лупенко Л.Г., Спектор В.Б., Хан В.С. Геологическая карта Якутии: Верхнеиндигирский блок. Масштаб 1:500 000. — С.-Пб, 2000.
4. Еловских В.В. Эндемичные рудные формации Якутии и связь их с магматическими комплексами / Рудообразование и его связь с магматизмом. — М., 1972. С. 67—71.
5. Кокин А.В. Структурно-морфологические, минералого-геохимические и литолого-фациальные особенности локализации золотого оруденения в Верхнеиндигирском золотоносном районе // Вестник Госкомгеологии Республики Саха (Якутия). 2002. № 1 (2). С. 54—66.
6. Корчуганова Н.И. Неоген-четвертичная тектоника и геодинамические условия формирования орогенных Востока Азии. — М.: Изд-во МГУ, 2000.
7. Парфенов Л.М., Рожин С.С., Третьяков Ф.Ф. О природе Адыча-Тарынской зоны разломов (Восточное Верхоянье) // Геотектоника. 1988. № 4. С. 88—102.
8. Седов Б.М. Результаты глубинного сейсмического зондирования на основе промышленных взрывов в Иньяли-Дебинском синклинории / Структура и геодинамика литосферы Востока России. — Магадан, 1993. С. 66—84.
9. Стогний В.В., Стогний Г.А., Васильев С.П. Гравитационное и магнитное поля Якутии // Геофизика. 2000. № 2. С. 48—51.
10. Стогний Г.А., Стогний В.В. Строение литосферы Верхояно-Колымской орогенной области // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 41—44.
11. Структурная геология и тектоника плит. — М.: Мир, 1991. Т. 3.
12. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: Наука/Интерпериодика, 2001.

Разломы Дарпир и Улахан: современная интерпретация

Ф.Ф.ТРЕТЬЯКОВ

Разломы Дарпир и Улахан расположены вдоль зоны сочленения Колымо-Омолонского микроконтинента с Верхоянским складчатым поясом. Ранее их относили к разряду фиксированных глубинных долгоживущих разломов, которые были заложены и существовали, по крайней мере, с протерозойского времени [1, 2]. В тектоническом отношении разлом Дарпир трактовался как шовная структура, которая ограничивала Колымский срединный массив с юго-запада и отделяла его от мезозойских осадочных комплексов Иньяли-Дебинского синклиория (см. рисунок, А). Считалось, что морфология и кинематика разлома соответствуют правому сдвигу или взбросо-сдвигу [2]. Разлом Улахан был условно выделен внутри палеозойского Черского параллельно разлому Дарпир, северо-восточнее его. Сведений о точном положении разлома не имелось, но предполагалось, что разлом Улахан наиболее ярко проявился в позднелурско-меловое время, когда он контролировал формирование и размещение тектонических структур, эффузивных и осадочных комплексов Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса и Момского прогиба. В процессе позднемезозойской складчатости и становления Верхояно-Колымской системы мезозойских разломов Дарпир и Улахан развивались в основном как сдвиги [2]. Позднее, с подновлением движений по разлому Улахан, вдоль него были заложены присдвиговые кайнозойские межгорные впадины Момского рифта [6].

В последние двадцать лет в связи с районированием территории мезозойского Северо-Востока России с позиции тектоники литосферных плит и детальных геологических исследований юго-западных окраин Колымо-Омолонского микроконтинента и смежных тектонических структур появились новые данные о природе, морфологии и типах деформаций рассматриваемых разломов. Проведенный нами анализ этих данных позволяет сделать вывод о том, что разлом Дарпир на всем протяжении не представляет собой однотипное нарушение, а распадается на сегменты с различной морфологией и кинематикой. Юго-восточный и северо-западный сегменты, соответственно разломы Дарпир и Тирехтяхский, являются фронтальными надвигами аллохтонных блоков — Урультунского и Тас-Хаяхтахского, а более короткий центральный сегмент — сдвигом и частью разлома Улахан, который ограничивает автохтонные блоки Колымо-Омолонского микроконтинента с юго-запада (см. рисунок, Б).

Надвиговая природа разлома Дарпир (в новой интерпретации) на юго-западной окраине Омилевского поднятия в Урультунском блоке устанавливается по преобладанию здесь покровно-надвиговых дислокаций [11]. По системе чешуйчатых надвигов зоны Дарпирского разлома пластины Урультунского аллохтонного блока перемещены в юго-западном направлении и тектонически перекрывают складчатые мезозойские отложения Тасканской зоны Иньяли-Дебинского синклиория (см. рисунок, Б). Общая величина горизонтального перемещения аллохтонных пластин палеозойских пород оценивается в 35–40 км, а отдельных пластин — первые километры. Установлено неоднократное образование надвигов, покровных дислокаций и субпластовых срывов, формировавшихся в два этапа: в добатьское и позднелурско-раннемеловое время. В результате наблюдается дугообразная (выпуклая к юго-западу) система надвигов Дарпирского разлома протяженностью более 250 км, ограничивающая Урультунский блок с юго-запада (см. рисунок, Б). Морфология и типы разломов данной системы соответствуют листрическим чешуйчатым надвигам, плоскости которых погружаются в северо-

ро-восточном направлении [11]. Более поздние, в т.ч. кайнозойские, сдвиговые перемещения привели к усложнению ранних надвигов и формированию новых взбросо-сдвиговых и сдвиговых нарушений [8].

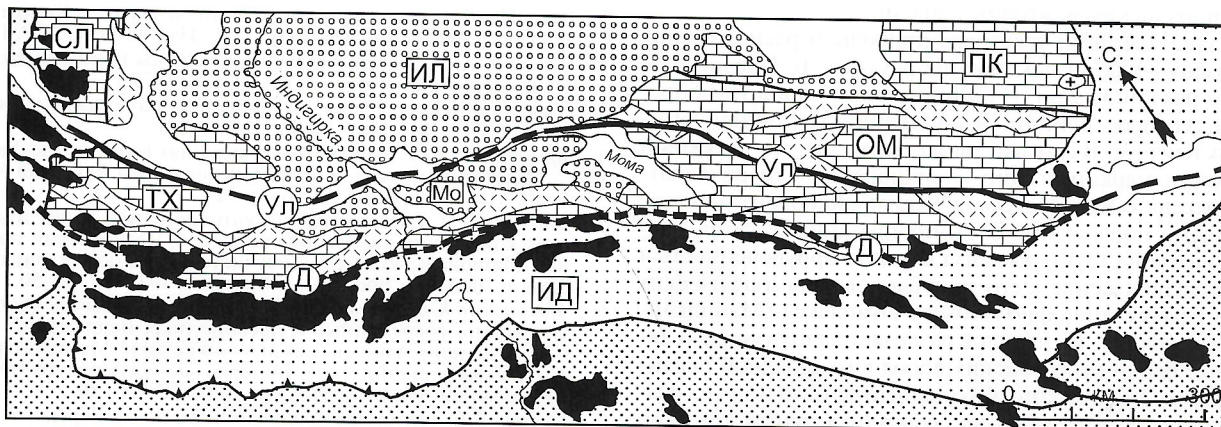
С северо-востока аллохтонный Урультунский блок ограничен разломом Улахан сдвиговой природы, отделяющий аллохтон от более крупного автохтонного Омилевского блока. Разлом отчетливо дешифрируется на космоснимках в виде прямолинейной борозды протяженностью более 300 км. Однако морфология, строение и кинематика разлома изучены недостаточно полно. Предполагается, что он является левым сдвигом с горизонтальной амплитудой 40–45 км [5], по которому Урультунский аллохтонный блок в конечную стадию коллизии (в конце неокена) был перемещен в юго-восточном направлении относительно автохтонного Омилевского блока (см. рисунок, Б). Юго-восточное окончание разлома Улахан скрыто кайнозойскими отложениями Сеймчано-Буюндинской межгорной впадины.

Участие надвигов в строении Тас-Хаяхтахского блока было известно еще с середины прошлого столетия [1, 4]. Однако первые сведения о его покровно-надвиговой структуре были получены в конце 80-х годов [9], а результаты более поздних исследований, подтверждавшие эти выводы, детально рассмотрены и обобщены в [7]. Палеозойские образования северной части Тас-Хаяхтахского блока (бассейн р.Догдо) находятся в покровном залегании и перекрывают складчатые мезозойские отложения Туостяхской зоны Иньяли-Дебинского синклиория по Тирехтяхскому надвигу (см. рисунок, Б). Амплитуда горизонтального перемещения по надвигу блоков палеозойских пород в западном направлении оценивается примерно в 20 км.

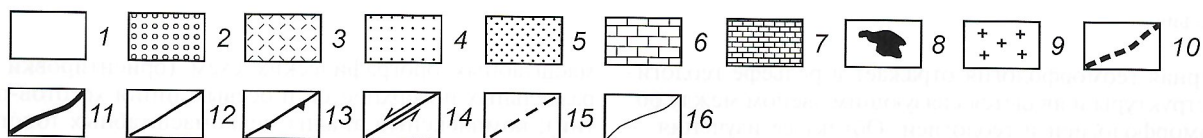
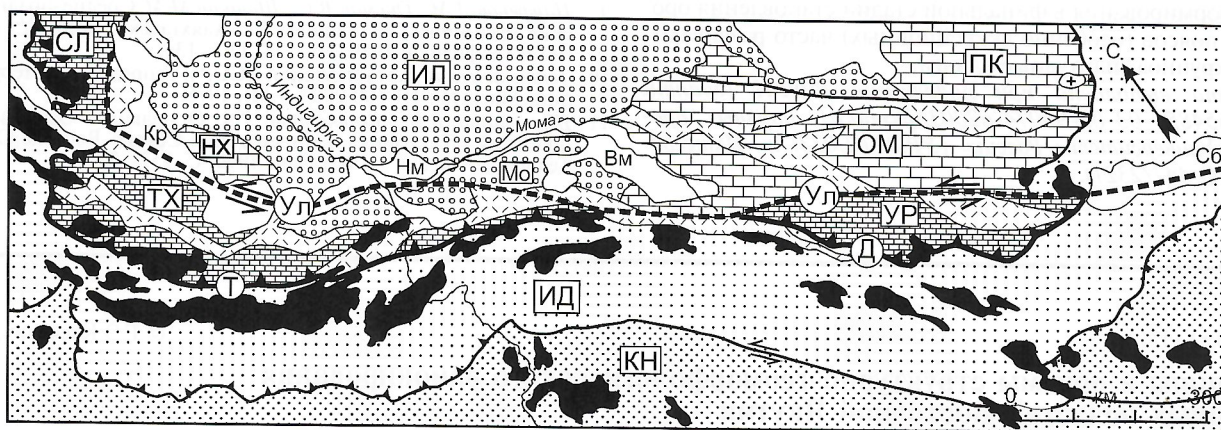
В строении Тас-Хаяхтахского аллохтонного блока выделяются две зоны. Внешняя (западная) зона со складчато-надвиговой структурой характеризуется серией чешуйчатых надвигов, а внутренняя (восточная) — покровно-складчатой структурой, в строении которой принимают участие большей частью субпластовые срывы, ограничивающие пакеты надвиговых тектонических пластин [7]. Подобные тектонические дислокации типичны и для палеозойских пород южной части блока (бассейн р.Чибгалах), где и было впервые установлено его аллохтонное строение, и для бат-келловейской олистостромы с олистолитами серпентинитов, метаморфических сланцев и палеозойских известняков [9]. Таким образом, западной или юго-западной границей Тас-Хаяхтахского блока является система разломов фронтального Тирехтяхского надвига, которая прослеживается от бассейна р.Догдо на северо-западе до бассейна р.Эрикит на юго-востоке. Северо-восточная граница блока скрыта под рыхлыми отложениями Кыринской и Нижнеомской кайнозойских межгорных впадин. Предполагается, что в основании этих впадин расположены структуры разлома Улахан [2], занимающего одинаковую позицию по отношению к Тас-Хаяхтахскому и Урультунскому аллохтонным блокам. Данный разлом ограничивает эти блоки с северо-востока и отделяет от автохтонных Нахаттинского и Омилевского палеозойских блоков Колымо-Омолонского микроконтинента (см. рисунок, Б).

Одним из признаков покровного залегания Тас-Хаяхтахского и Урультунского палеозойских блоков может быть то, что они интродуцированы плутонами коллизионных гранитоидов Главного пояса (см. рисунок, Б). Наиболее крупными из них в пределах Тас-Хаяхтахского блока являются Верхнетирехтяхский, Догдинский, Правотуостяхский и Чималгинский, а в пределах Урультунского — Умилчанский гранитные массивы. К северо-востоку от разлома Улахан в ав-

А



Б



Положение разломов Дарпир и Улахан в зоне сочленения Колымо-Омолонского микроконтинента и Верхоянского складчатого пояса:

А — по [10], Б — современная интерпретация; 1 — кайнозойские отложения; структурно-вещественные комплексы: 2 — волжские Илин'-Тасского антиклинория (ИЛ) и неокомовые Момского прогиба (Мо), 3 — верхнеюрские Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса, 4 — верхнетриасово-верхнеюрские Инъяли-Дебинского синклинория (ИД), 5 — пермско-верхнетриасовые Кулар-Нерского сланцевого пояса (КН), 6 — нижне-среднепалеозойские Приколымского (ПК), Омuleвского (ОМ) и Нахаттинского (НХ) автохтонных блоков Колымо-Омолонского микроконтинента, 7 — нижне-среднепалеозойские Урульгунского (УР), Тас-Хаяхтахского (ТХ) и Селеняхского (СЛ) аллохтонных блоков Колымо-Омолонского микроконтинента; 8 — позднемезозойские коллизионные гранитоиды; 9 — гранитоиды неясной природы; 10 — швы (сутуры); 11 — разломы Улахан (Ул), Дарпир (Д) и Тирехтахский (Т); 12 — надвиги; 13 — сдвиги; 14 — предполагаемые разломы, 15 — границы структурно-вещественных комплексов; межгорные кайнозойские впадины: Сб — Сеймчано-Буюндинская, Вм — Верхнеомская, Нм — Нижнеомская, Кр — Кыринская

тохтонных блоках палеозойских пород — Нахаттинском и Омuleвском — развитие коллизионных гранитных интрузий практически не наблюдается. Весьма примечательно, что палеозойские аллохтонные блоки северной окраины Колымо-Омолонского микроконтинента — Селеняхский и Улахан-Сисский, также прорваны коллизионными гранитоидными интрузиями, но уже Северного пояса.

От бассейна р.Эрикит до верховьев р.Мома, между Тирехтахским и Дарпирским надвигами, расположен сегмент разлома Улахан, ограничивающий с юго-запада автохтонные структуры палеозойских блоков Колымо-Омолонского микроконтинента. По данным [2], подтвержденным более поздними детальными структурными исследованиями [7, 8], в пределах этого сегмента устанавливается совершенно иной характер дислокаций, связанный с зоной круто-наклонного сдвига шириной около 2 км. На плоскостях

разломов, наклоненных субвертикально (80—85°) (верховье р.Мома) или под углами 55—70° к северо-востоку (верховье р.Эрикит), наблюдаются многочисленные право- и левосдвиговые зеркала скольжения с горизонтальной или наклонной штриховкой. По морфологии и кинематической характеристике этот сегмент явно отличается от дугообразных Тирехтахского и Дарпирского надвигов, являющихся границами аллохтонных блоков. Указанный сегмент со сдвиговой кинематикой по всей видимости принадлежит к центральному отрезку разлома Улахан. Следовательно, подобные разломы разной морфологии и кинематики, ограничивающие с юго-запада структуры Колымо-Омолонского микроконтинента, не могут составлять единый однотипный разлом Дарпир, как это представлялось ранее (см. рисунок). Северо-западная часть разлома Улахан, от бассейна р.Эрикит до р.Селенях, выделяется условно и проводится, как

уже упоминалось, в основании Нижнеомской и Кыринской кайнозойских межгорных впадин.

Предлагаемая нами трактовка природы и расположения зоны разлома Улахан показана на рисунке. Б. Предполагается, что разлом Улахан — тектонический шов в том определении, которое принято в концепции тектоники литосферных плит [3]. В соответствии с этим след его на земной поверхности маркирует зону столкновения Северо-Азиатского кратона с Колымо-Омолонским микроконтинентом. Косвенными признаками для интерпретации разлома Улахан как шовной структуры могут служить приуроченность и близкое расположение к его зоне блоков метаморфических пород и фрагментов офиолитового комплекса (Мунилканский, Уччинский); то, что шов разделяет аллохтонные и автохтонные блоки палеозойских пород юго-западной окраины Колымо-Омолонского микроконтинента и то, что разлом — своеобразный «барьер», северо-восточнее которого (внутри микроконтинента) практически не распространены коллизионные гранитоиды и рудные месторождения позднемезозойского возраста. Кроме того, шовные структуры после формирования в финальной стадии становления орогенных поясов (особенно аккреционных) часто развиваются как крупноамплитудные сдвиги.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 01-05-65485, 03-05-96074-р2003Арктика), научных программ «Университеты России» (УР.09.01.033) и «Интеграция» (ИО 447/2321).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богдамов Н.А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. — М.: Изд-во АН СССР, 1963.
2. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой. — М.: Наука, 1979.
3. Дьюи Д.Ф. Шовная зона / Структурная геология и тектоника плит. Т. 3. — М.: Мир, 1991. С. 280—291.
4. Кржежевских Ю.Г. О надвиговых явлениях в хребте Тас-Хаятах // Материалы по геол. и полезн. ископаемым Якутской АССР. — Якутск, 1960. Вып. 1. С. 121—124.
5. Мальков Б.И. Схема развития юго-восточной части Яно-Колымской геосинклинальной системы // Мезозойский тектогенез. Материалы VII сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. — Магадан, 1971. С. 43—50.
6. Мокшанцев К.Б., Гусев Г.С., Козьмин Б.М., Третьяков Ф.Ф. Сейсмичность, современные и древние поля напряжений Северо-Восточной Азии в связи с проблемой Момского рифта // Проблемы рифтогенеза. Материалы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли. — Иркутск, 1975. С. 78—80.
7. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). — М.: ГЕОС, 2000.
8. Оксман В.С., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф. Деформационные структуры Омурского блока // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 59—61.
9. Парфенов Л.М., Оксман В.С., Шапкин М.М. Средне-позднеюрские тектонические покровы Тас-Хаятахской зоны // Геология и геофизика. 1989. № 1. С. 130—134.
10. Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий. Масштаб 1:1 500 000. — М., 1976.
11. Шпикерман В.И., Шпикерман Л.А. О надвигах Омурского поднятия / Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР. Тезисы докладов. — Магадан, 1990. С. 252—254.

УДК 550.81 (571.56)

© Г.Э.Каскевич, 2003

Принципы и приемы структурно-геоморфологического районирования орогенных областей Восточной Якутии

Г.Э.Каскевич

Структурная геоморфология отражает в рельефе геологические структуры и является связующим звеном между общей геоморфологией и геологией. Объект ее изучения — связь между формой и содержанием, или рельеф в трехмерном пространстве. Задача структурно-геоморфологического районирования — выделение орогенных структурных форм, которые представляют собой морфологическое выражение тектонических деформаций в областях новейшего горообразования. В отличие от морфоструктурного анализа, при котором на первый план выдвигается тектоническая природа форм рельефа, структурно-геоморфологический анализ имеет дело с орографическими формами, которые в зависимости от сочетания статических и динамических рельефообразующих факторов по-разному отражают структурные формы. Предмет структурно-геоморфологических исследований — суммарные тектонические движения только за период развития структуры в денудационном рельефе: некомпенсированные впадины и не уничтоженные денудацией поднятия.

В данной статье предлагается нетрадиционный подход к структурно-геоморфологическому анализу и районированию территорий. Структурно-геоморфологическое районирование проведено на базе мелкомасштабных топографических карт (1:10 000 000, 1:12 500 000) и в ранговой иерархии соответствует надрегиональному и региональному рангам районирования. При работе с топографическими картами использовались принципы структурно-геоморфологического анализа орогенных областей по Н.П.Костенко [3], а также дополнительные приемы топодешифрирования, разработанные автором, направленные на изучение логики рельефа: построение и анализ разно-

масштабных орографических схем (ориентировки водораздельных поверхностей и осевых линий хребтов-поднятий); комплексный анализ мелкомасштабных топографических и геологических карт, тектонических и геофизических схем; анализ закономерностей в рисунке гидросети (симметрия бассейнов, резкое изменение площади водосбора, односторонние изгибы русел, резкое расширение площади водосбора, изменения в продольном и поперечном профиле долин и т.д.). Геоморфологические (орографические) и геолого-геоморфологические профили строятся в горизонтальном масштабе, соответствующем масштабу топографической карты вдоль и поперек структурных орогенных форм, намеченных в процессе топодешифрирования. В отличие от геологических геоморфологические профили проходят по водоразделам основных хребтов (продольные) или пересекают под прямым углом главные возвышенности и впадины.

При анализе профилей особое внимание следует обращать на такие аспекты как *симметрия* и *асимметрия* форм рельефа разных порядков, а также *конформность* орографических и структурных форм. Явления симметрии, отмечаемые в разных ракурсах, несут информацию о направленности сил, создавших ту или иную развивающуюся (живую) форму, или об особенностях субстрата, на котором образуется неразвивающаяся (мертвая) форма. Понятия *содержание рельефа* соответствуют структурные особенности субстрата, определяющие степень конформности выделенных орографических единиц структурным формам на всех выбранных для исследования уровнях, от регионального до локального. По утверждению Н.А.Флоренсова, «проблема кон- и дисконформного в рельефе

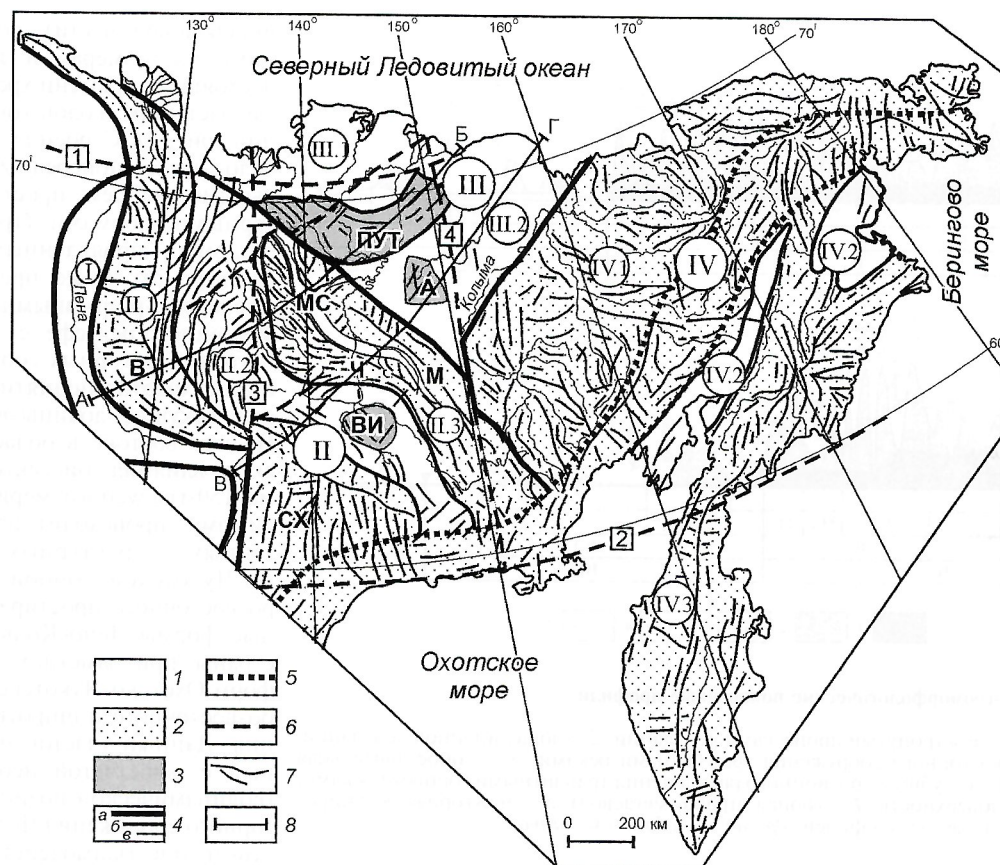


Рис. 1. Схема структурно-геоморфологического районирования на орографической основе:

1 — предгорные прогибы (I — Лено-Алданский, III — Приморский); впадины: предгорные (III.1 — Омолойско-Индигирская и III.2 — Индигиро-Колымская) и межгорные (II.2 — Яно-Индигирская и IV.2 — Пенжинско-Анадырская); 2 — горные страны (II — Лено-Колымская и IV — Колымо-Чукотская) и горные сооружения (II.1 — Верхоянское, II.3 — Черского, IV.1 — Колымо-Чукотское, IV.3 — Корякско-Камчатское); 3 — зоны внутридепресссионных поднятий (ПУТ — Полоусенско-Улахан-Тасская и А — Алазейская) и ВИ — Верхнеиндигирская кольцевая структура; орогенные структурные формы III порядка: системы горных хребтов (В — Верхоянская, СХ — Сунтар-Хаятинская, Ч — Черского, М — Момско-Селеннянская) и зона горных впадин (МС — Момо-Селеннянская); 4 — границы орогенных структурных форм: а — I, б — II, в — III порядка; 5 — границы наложенных структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 6 — трансорогенные разломы, контролирующие или изменяющие орогенные структурные формы I порядка (1 — 70° с.ш., 2 — 60° с.ш., 3 — 136° в.д. Яно-Амурский, 4 — 150° в.д.); 7 — элементы орографии: осевые линии хребтов и водораздельных поверхностей; 8 — структурно-геоморфологические профили

имеет морфогенетическое значение. Как и явления симметрии и асимметрии, рассматриваемые соотношения формы и содержания (специфического геоморфологического субстрата) являются ключом геоморфологического анализа, раскрывающего происхождение форм земной поверхности, сущность их механизма, места и времени образования» [8, с. 51]. Следующие важные моменты структурно-геоморфологического анализа — *унаследованность и инверсия* рельефа. Унаследованным может быть как общий структурный план, так и отдельные элементы структур. В областях денудации преимущественно наследуются разрывы и возникают различные типы сводово-глыбовых (-блоковых) поднятий. При этом понимается, что «глыба — это группа блоков с однородной поверхностью выравнивания» [3, с. 251]. Инверсия — рождение нового в отмирающей структуре (поднятие в прогибе и наоборот), как отражение общей направленности развития, а не «выворачивание структуры наизнанку» в часто употребляемом понимании этого термина. Так, в процессе развития рельефа орогенных областей происходит постепенное отмирание впадин до полного их вырождения, когда они представляют собой шовные зоны, невыраженные в рельефе, или нарастают склоны растущих поднятий.

В основе предлагаемой схемы районирования лежит понятийная база, разработанная Н.П.Костенко [3] для орогенных областей, поскольку, по мнению автора, на сегод-

няшний день она наиболее полная и непротиворечивая. «Под горной страной определенного генетического типа понимается территория с общей доорогенной историей и тектоническим режимом, в пределах которой процесс горообразования происходил примерно в одно время» [3, с. 11]. Сложные горные страны состоят из нескольких горных сооружений, разделенных межгорными впадинами и ограниченных от сопредельных предгорных областей предгорными прогибами. Горные сооружения заканчиваются, испытывая резкие или постепенные погружения по простиранию осевой линии. Межгорные впадины могут быть замкнутыми и открытыми. Открытые переходят в предгорные впадины. Горные поднятия и впадины как простого, так и сложного строения усложняют орогенные структурные формы I порядка, которые являются объектами локального (среднемасштабного) структурно-геоморфологического анализа.

По сравнению с предложенным нами ранее вариантом районирования территории [2] в настоящей схеме названия орогенных структурных форм изменены на традиционные: выделены Полоусенско-Улахан-Тасское складчато-глыбовое поднятие, объединившее одноименные зоны внутридепресссионных поднятий, Верхнеиндигирская кольцевая структура, Сунтар-Хаятинское сводово-глыбовое поднятие, условно включенное в состав Верхоянского горного сооружения. Кроме того, выявлены трансороген-

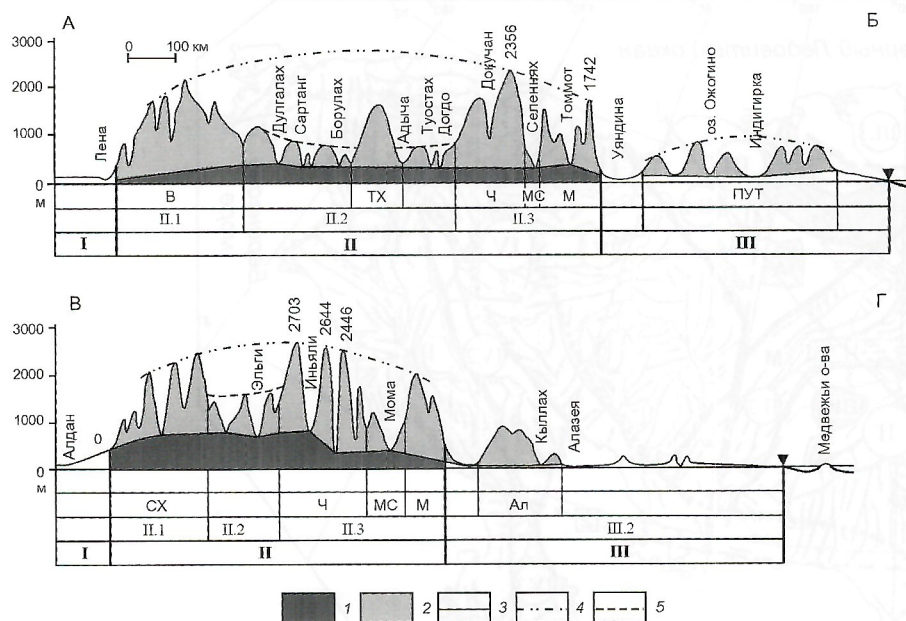


Рис. 2. Структурно-геоморфологические поперечные профили:

1 — горный массив, не затронутый процессами денудации; 2 — зона линейной денудации: глубина расчленения горного сооружения транзитными реками; 3 — сопоставительная линия, объединяющая глубины эрозионного расчленения транзитными горными реками; реконструируемая поверхность; 4 — горная страна (мегасвод), 5 — межгорная редуцированная впадина; положение профилей; *другие усл. обозн. см. на рис. 1*

ные разломы, из которых на схеме районирования показаны только те, которые отражены в рельефе орогенных структурных форм I порядка.

Орогенные структуры Северо-Востока России: Лено-Колымская и Колымо-Чукотская горные страны — образуют *мегаороклин*, огибающий Индигиро-Колымскую межгорную впадину, в плане треугольной формы (рис. 1). В центральной части впадины выделяется Алазейская система внутридепрессийных поднятий. Полоусненско-Улахан-Тасская система внутридепрессийных поднятий отделяет ее от Омолуйско-Индигирской предгорной впадины (обе они входят в единый Приморский предгорный прогиб). Биссектриса входящего угла мегаороклина примерно соответствует меридиану 150° в.д. и, по-видимому, является разломом глубокого проникновения, отчетливо выраженным в орогенных структурах. На крайнем юго-востоке выделено Корякско-Камчатское горное сооружение, которое, возможно, следует рассматривать в составе Колымо-Чукотской горной страны. От этой страны данное сооружение отделено редуцированной Пенжинско-Анадырской межгорной впадиной. С севера и юга горные страны ограничены трансорогенными разломами левосдвиговой кинематики широтного простирания, названными по соответствующим градусам широты: 70° и 60° с.ш. (см. рис. 1). Южное замыкание Лено-Колымской и центральная часть Колымо-Чукотской горных стран осложнены наложенными структурами раннемелового Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, в плане Z-образной формы, представленной сочетанием ветвей северо-восточных Джугджурской и Колымо-Анадырской и широтных Охотской и Чукотской.

Лено-Колымская горная страна — главная орогенная структурная форма Восточной Якутии, имеющая сложное строение и интерпретирующаяся автором как мегасвод I порядка, состоящий из орогенных структурных форм II порядка: Верхоянского и Черского горных сооружений (крыльев свода) и разделяющей их Яно-Индигирской сильно редуцированной межгорной впадины (просевшей

присводовой части), сопоставимой с ними по размерам и заполненной к настоящему времени хребтами-отрогами растущих сводов горных сооружений (рис. 2). Строение горной страны осложняется поперечными и диагональными к общему простиранию структурными формами (трансорогенные разломы), проявленными в верхнем структурном этаже преимущественно флексурно-разрывными зонами. В современном рельефе с ними связаны погружения горных сооружений, виргации хребтов-поднятий, региональные секущие долины-впадины и др. На юго-востоке в области динамического влияния «биссекторного» разлома 150-градусного меридиана, по-видимому, происходит наложение орогенных структурных форм Колымо-Чукотской горной страны северо-восточного простирания на подобные формы Лено-Колымской горной страны при заметном влиянии этих форм Охотско-Чукотского пояса северо-восточного и широтного простирания. Данный участок наиболее сложный с решетчатой неоструктурой. С геодинамической позиции такая часть горного сооружения Черского соответствует зоне взаимодействия Охотоморской и Северо-Американской плит [1].

От Сибирской платформы Лено-Колымская горная страна отделяется Лено-Алданским предгорным прогибом, с севера она ограничена Омолуйско-Индигирской, а с востока Индигиро-Колымской предгорными впадинами, составляющими в целом Приморский предгорный прогиб. В качестве самостоятельной единицы в этой схеме районирования выделена Полоусненско-Улахан-Тасская складчато-глыбовая зона внутридепрессийных поднятий (ороклин), разделяющая Омолуйско-Индигирскую и Индигиро-Колымскую впадины. Главные орогенные структурные формы Лено-Колымской горной страны имеют субдолготное или северо-западное простирание, которое изменяется в области динамического влияния трансорогенных разломов широтного (левых сдвигов) и северо-восточного (правых сдвигов) простирания.

Верхоянское горное сооружение включает Верхоянскую (сводовое поднятие) и Сунтар-Хаятинскую (сводово-глыбовое поднятие) системы горных хребтов. Граница между ними проходит по редуцированной Томпонской приразломовой впадине, контролируемой Яно-Амурским трансорогенным разломом меридиан 136° в.д., который ярко выражен в современном рельефе, трассируясь региональными секущими фрагментами долин рек Яна, Адыча, Томпо, Алдан и Мая. *Верхоянская система горных хребтов* в целом конформна Западно-Верхоянскому мегантиклинорию (тектонические структуры, которым отвечают выделенные орогенные структурные формы, указаны в соответствии со схемами тектонического районирования Якутии [4, 5]). В ней отчетливо выражены два простирания таких форм: главное субдолготное и два субширотных, обусловленных влиянием трансорогенных разломов. Западная и южная границы выражены более отчетливо, чем восточная и северная (см. рис. 2), поскольку в последнем случае пограничная орогенная структурная форма — высоко поднятая Яно-Индигирская межгорная впадина (граница хорошо отбивается на поперечных профилях по наклону базисной вершинной поверхности и ее абсолютным высотам). Для Верхоянского свода характерна асим-

метрия с более крутыми западным и южным и более пологими восточным и северным крыльями, что согласуется со складчато-надвиговой структурой, имеющей западную вергентность. В *Сунтар-Хаятинской системе горных хребтов* преобладает субмеридиональное простирание элементов орогенной структуры, хотя с севера она ограничена разломом северо-западного простирания. Система характеризуется резко выраженной асимметрией в продольном и поперечном сечении. Продольный профиль осложнен положительной ундуляцией оси свода, обусловленной влиянием трансорогенных разломов. К юго-востоку отмечается пологое погружение поверхности свода. Поперечный профиль имеет крутое и короткое северо-восточное крыло (соответствует в геологической структуре Сунтаро-Лабынкырскому складчато-глыбовому поднятию) и длинное, осложненное поперечными широтными взбросами, южное крыло (область динамического влияния трансорогенного разлома 60° с.ш.). В направлении с запада на восток здесь отмечаются следующие тектонические структуры субдолготного простирания: Сетте-Дабанский горст-антиклинорий, Южно-Верхоянский мегасинклинорий и Охотский массив, частично перекрытый вулканитами Охотско-Чукотского пояса.

Яно-Индибирская межгорная редуцированная впадина имеет ступенчатое поднимающийся в юго-восточном направлении продольный профиль. Ступенчатый характер обусловлен серией трансорогенных разломов северо-восточного простирания сдвигово-взбросовой кинематики. Южнее п. Усть-Нера в центральной части впадины (хр. Сарычева) выделена Верхне-Индибирская кольцевая структура, тождественная Сарычевской, описанной Н.К. Рудичем, и соответствующая Тарынскому локальному гравитационному минимуму [4]. Яно-Индибирская межгорная впадина в целом соответствует одноименной синклинальной зоне, представленной серией складчато-глыбовых поднятий Адыча-Эльгинской зоны и Куларского антиклинория (складчато-глыбовое поднятие), ограниченных с запада и востока Сартангским и Иньяли-Дебинским синклинориями.

Горное сооружение Черского представляет собой асимметричный мегасвод II порядка, объединяющий следующие орогенные структурные формы III порядка: системы горных хребтов Черского и Момско-Селенняхского и разделяющую их Момо-Селенняхскую зону горных впадин (см. рис. 1, 2). Горное сооружение имеет асимметричный поперечный профиль с крутым и коротким западным крылом и длинным, сложно построенным восточным (аналогичная асимметрия характерна и для входящих в его состав орогенных структурных форм III порядка в центральной части горного сооружения). Весьма интересно различие в конфигурации западной и восточной границ мегасвода. Западная граница имеет S-образную форму, аналогичную общему орогенному плану. Адаптирована к этой конфигурации и зона Момо-Селенняхских впадин. Восточная же граница северо-западного простирания — одна из сторон «Колымского треугольника». Горное сооружение расширено в плане в центральной части (за счет виргации хребтов, предположительно обусловленной влиянием трансорогенных разломов широтного простирания левосдвиговой кинематики) и сужено в северо-западной и юго-восточной частях. В юго-восточной части в результате вырождения Момо-Селенняхской зоны впадин, сооружение представляет собой единое сводово-глыбовое поднятие. В тектонических структурах горному сооружению Черского соответствуют Момский и Тас-Хаятахский горст-антиклинорий (окраинные поднятия), Селенняхский блок Полоусного горст-антиклинория, юго-западная часть Туостаского антиклинория, Илинь-Тасская мегаантиклиналь, наложенные структуры Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса. С геодинамических позиций рассматриваемая орогенная струк-

турная форма расположена в зоне взаимодействия Евразийской и Северо-Американской плит и отвечает сейсмотектонической зоне Черского в составе Арктико-Азиатского сейсмического пояса [1]. Система горных хребтов Черского имеет упорядоченный относительно вершинных поверхностей продольный профиль в северной части (от р. Индибирка), резко обрывающийся по трансорогенным разломам северо-восточного простирания к Ольджойскому поднятию Яно-Индибирской межгорной впадины, и сложный блоково-глыбовый в южной части. Момско-Селенняхская система горных хребтов представляет собой сложно построенное сводово-глыбовое поднятие, становление которого в конэрозионном рельефе началось лишь в заключительную стадию горообразования (плиоцен). На продольном профиле через Момский хребет ярко выражен его блоково-глыбовый характер, обусловленный влиянием трансорогенных разломов. Для центральных частей описанных систем хребтов типичны разрывы северо-западного простирания левосдвиговой кинематики, а для крыльев — взбросо-надвиговой кинематики [1]. Развитие крутопадающих надвигов на склонах хребтов-поднятий, сопряженных с впадинами, вероятно, обусловлено ростом асимметричных положительных мегаскладок. Восточное крыло мегасвода Черского осложнено Момо-Селенняхской зоной горных впадин, значительно редуцированной, разделенной внутридепрессийными поднятиями и их системами на ряд частных впадин и переходящей на юго-восточном окончании в шовную зону. Дифференцированный продольный профиль впадин обусловлен влиянием трансорогенных разломов северо-восточного и субширотного простирания. На северо-западном окончании Момо-Селенняхская зона сопряжена с Ольджойско-Бакынской зоной впадин и они ограничены трансорогенными разломами северо-восточного простирания.

«Нельзя исключить наблюдателя из описания наблюдаемого» [7, с. 43]. Какими бы точными не были топографические карты, их анализ зависит от субъективного индивидуального видения и базовых знаний исследователя, поэтому любой вариант районирования не может претендовать на истинность. Предложенное автором районирование — это лишь один из взглядов на орогенную область Северо-Востока России в целом и Восточной Якутии в частности с позиций структурно-геоморфологического анализа. Структурно-геоморфологические исследования открывают широкие возможности для изучения новейших деформаций конэрозионного этапа развития рельефа, а дополненные геологическими и геофизическими данными, позволят моделировать условия развития орогенных областей, реконструировать палеоландшафтные обстановки, перестройку гидросети и т.д., что расширит круг их прикладного значения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмоструктура Якутии. — М.: ГЕОС, 2000.
2. Каскевич Г.Э. Развитие горного сооружения Черского в кайнозое / Геоморфология гор и предгорий. — Барнаул—Горно-Алтайск: Изд-во Алтайского гос. ун-та, 2002. С. 120—126.
3. Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. — М.: Недра, 1972.
4. Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С. и др. Тектоническое строение Якутской АССР. — М.: Наука, 1964.
5. Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С. и др. Тектоника Якутии. — Новосибирск: Наука, 1975.
6. Стогний Г.А., Стогний В.В., Васильев С.П., Черников В.И. Геофизические поля Якутии как индикаторы геодинамических обстановок / Геология и тектоника платформ и орогенных областей северо-востока Азии. Материалы совещания. Т. 1. — Якутск, 1999. С. 52—56.
7. Уилсон Р. Квантовая психология. Как работа вашего мозга программирует вас и ваш мир. — София: Янус, 1999.
8. Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. — М.: Наука, 1978.

Оценка эрозионного среза кимберлитовых трубок Накынского поля

В.П.Тарабукин, А.Н.Реймерс, И.В.Нефедова

Оценка величины эрозионного среза кимберлитовых трубок имеет большое значение, поскольку, по мнению многих исследователей [2, 12 и др.], с глубиной трубки алмазность кимберлитов снижается. Для определения уровня эрозионного среза успешно служит палеонтологический метод [2, 7]. В кимберлитовых трубках встречается большое количество ксенолитов осадочных пород, содержащих ископаемую фауну. Одной из важнейших групп органических остатков для датировки и палеогеографических реконструкций являются конодонты, что обусловлено их широким распространением, слабой зависимостью от фациальных обстановок и быстрой эволюцией. Из-за микроскопических размеров (0,1—3,0 мм) они становятся наиболее информативными при исследовании мелких ксенолитов и малом количестве материала (керна, образцов), а также при реконструкциях тех частей разреза, в которых отсутствует или очень редка макрофауна [7, 9]. Конодонтами охарактеризованы все стратотипы ярусов и опорные разрезы ордовикских отложений Европы, Азии, Австралии, Северной и Южной Америки. На Сибирской платформе детально изучены ордовикские и силурийские конодонты, по которым разработаны зональные шкалы, позволяющие с очень высокой точностью определять возраст отложений и ксенолитов и проводить детальные региональные и глобальные корреляции [1, 4]. В последние годы В.П.Тарабукин собрал богатую коллекцию конодонтов из осадочных ксенолитов кимберлитовых трубок Накынского поля (рис. 1), изучение которой позволило реконструировать разрез отложений, существовавших во время внедрения кимберлитовых трубок.

Накынское кимберлитовое поле расположено в зоне сочленения Сюнджерской седловины и Вилюйской синеклизы в центральной части Сибирской платформы. По геологическим данным кимберлитовые трубки Накынского поля имеют фамен-турнейский возраст и перекрываются юрскими отложениями [9, 10 и др.]. Они прорывают олдондинскую свиту (тремадок), представленную зеленовато-серыми мергелями и доломитами, обычно глинистыми и алевроитскими, с прослоями известняков, плоскогалечных конгломератов и брекчий. На данной территории свита представлена не в полном объеме и вскрыта скважинами на глубинах 54,6 м (скв.125) и 61,1 м (скв.32) в непосредственной близости от кимберлитовых трубок Нюрбинская и Ботуобинская.

Наиболее молодой комплекс конодонтов встречен в скв.125 на глубине 61,5 м. В его составе определены *Drepanoistodus forceps* (Lind.), «*Paltodus*» *bassleri* (Furn.), *Polycostatus oneotensis* Furn. Аналогичный комплекс конодонтов ранее был обнаружен в Далдыно-Алакитском районе [5] в скв.100к в 140 м от кровли олдондинской свиты. В этом районе олдондинская свита вскрыта в полном объеме. Далее, в скв.125 на глубине 65 м найдены граптолиты *Dictyonema flabelliforme parabola* Bul., которые также известны из средней части свиты скв.100к на глубине 267,2 (147,7 м от кровли свиты) [5]. В стратотипическом разрезе мощность олдондинской свиты составляет 240 м. Таким образом, можно предположить, что почти 150 м мощности олдондинской свиты на изучаемой территории размыты.

В ксенолитах осадочных пород из трубки Ботуобинская определен ашгилльский комплекс конодонтов с *Aphelognathus pyramidalis* (Branson, M. et Branson). В комплексе, кроме вида-индекса, определены *Panderodus gracilis* (Br. et M.), *Gen. sp. nov.*, *Tetraprioniodus* sp. Зона *Aphelognathus pyramidalis* широко развита на Сибирской платформе [4]. Комплекс характерен для оюсутской свиты (0—40 м), развитой на изучаемой территории (рис. 2).

В ксенолитах осадочных пород из трубки Нюрбинская (скв.222, интервал 241 м) найдены конодонты *Exognathodus caudatus* (Wall.), *Distomodus kentuckyensis* (Br. et Br.), *Panderodus* sp. [9]. Этот комплекс известен в лlandoверийских и ранневенлокских отложениях Европы, Северной Америки и Азии [10, 12], на Сибирской платформе в центральной ее части — в мойероканской, хаастырской и агидийской свитах [7], восточнее — в пределах Накынского поля — в меикской свите (130—180 м) (см. рис. 2).

Наиболее молодой комплекс конодонтов, выделенный из ксенолитов осадочных пород трубки Нюрбинская (скв.12, интервал 112,4 м [9]; скв.222, интервал 247,6—247,8), имеет среднедевонский возраст. Он представлен видами *Icriodus difficilis* Z. et Kl., *Panderodus* sp. Первый таксон известен из живетских и раннефранских отложений Западной Европы, Северной Америки и Азии [13]. Наличие *Panderodus* sp. позволяет определить возраст изученных образцов живетом, так как стратиграфический интервал распространения данного рода ограничен указанным ярусом. Оба этих вида широко распространены в среднедевонских отложениях Северо-Востока Азии: загадочинской свите (зона *varcus*) хр.Сетте-Дабан, пряникской свите (зона *varcus*) хр.Селеннянский, вояхской свите (зона *varcus*) хр.Момский, в ярходонской свите (зона *varcus*) Приколмыя. На изученной территории такие виды, вероятно, могут встречаться в харьяюрской свите (живет), мощность которой оценивается 0—40 м.

Согласно палеогеографическим построениям на территории Накынского поля во франское время накапливались образования аптаинской свиты (более 100 м). Фаменские отложения на исследуемой территории отсутствуют [3].

Таким образом, можно предположить, что мощность существовавших палеозойских отложений составляет как минимум 500 м. Учитывая, что 150 м разреза олдондинской свиты размыто, величина эрозионного среза кимберлитовых трубок на Накынском поле составляет около 650 м. Аналогичные результаты ранее были получены при анализе положения кимберлитовых трубок Далдыно-Алакитского поля [2].

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 01-05-65485). Авторы благодарят за помощь в проведении полевых работ коллег из БГРЭ АК «АЛРОСА» Ю.Т.Яныгина и В.С.Боланева.

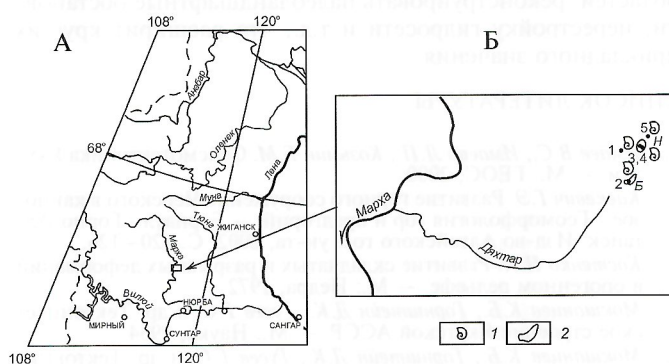


Рис. 1. Местоположение скважин и горных выработок Накынского поля:

А — карта-схема Накынского поля; Б — схема расположения кимберлитовых трубок; 1 — находки органических остатков; 2 — кимберлитовые трубки; Б — Ботуобинская; Н — Нюрбинская; 3 — скважины, горные выработки; 1 — линия 24, скв.32; 2 — шахта «Надежда»; 3 — линия 32, скв.222; 4 — линия 8, скв.12; 5 — линия П, скв.125

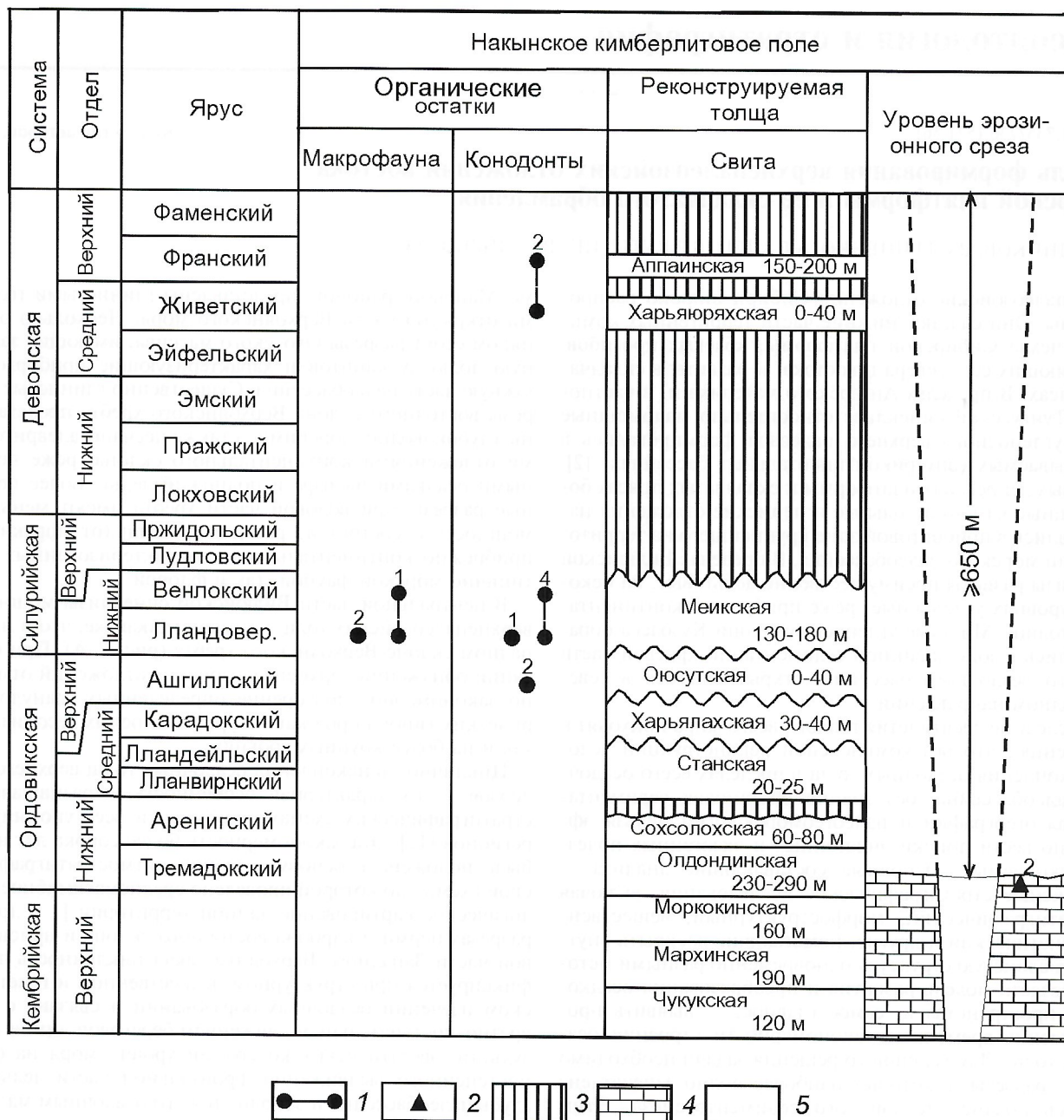


Рис. 2. Расчет уровня эрозионного среза кимберлитовых трубок Накынского поля:

1 — биостратиграфическое положение датированных ксенолитов осадочных пород и число образцов; 2 — стратиграфический уровень отбора образцов из вмещающих отложений; 3 — стратиграфические перерывы; 4 — вмещающие отложения; 5 — кимберлитовая трубка

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абаимова Г.П. Раннеордовикские конодонты среднего течения р.Лены. — Новосибирск: Наука, 1975.
2. Брахогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984.
3. Колодезников К.Е. Девон и нижний карбон западной части Виллюйской синеклизы. — М.: Наука, 1982.
4. Москаленко Т.А. Зональное распределение конодонтов в среднем и верхнем ордовике Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 4. С. 36—43.
5. Нижний палеозой юго-западного склона Анабарской антеклизы (по материалам бурения) / Ю.Я.Шабанов, В.А.Асташкин, Н.В.Ваганова и др. — Новосибирск: Наука, 1987.
6. Стратиграфия ордовика Сибирской платформы / Ю.И.Тесаков, Ю.Н.Занин, Н.С.Малич и др. — Новосибирск: Наука, 1975.
7. Тарабукин В.П. Конодонты из ксенолитов осадочных пород в кимберлитовых трубках Далдыно-Алактитского района (восточная часть Сибирской платформы) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. № 2. С. 102—112.
8. Фауна и флора силура Заполярья Сибирской платформы / Ю.И.Тесаков, Н.Н.Предтеченский, В.Г.Хромых и др. — Новосибирск: Наука, 1986.
9. Шаталов В.И., Тарабукин В.П., Боланев В.С., Томшин М.Д. Уточнение возраста кимберлитов Накынского поля // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 3—4.
10. Agashev A.M., Fomin A.S., Watanabe T., Pokhilenko N.P. Preliminary age determination of recently discovered kimberlites of the Siberian kimberlite province // VII IKC, Cape Town, 1998. P. 9—10.
11. Aldridge R.J. Llandovery conodonts from the Welsh Borderland // Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geology. 1972. Vol. 22. № 2. P. 125—231.
12. Bardet M.G. Geologie du diamant. Deuxieme partie: Gisements de diamant d'Afrique. — Paris: Editions B.R.G.M., 1974.
13. Cocks L.R.M., Lane P.D., Rickards R.B. et al. The llandovery area as the type for the first Series of the Silurian system // Submission to the Subcommission on Silurian stratigraphy. 1983.
14. Treatise on Invertebrate Paleontology. Part II. Conodonta, 1981.

Модель формирования верхнепалеозойских отложений востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления

И.В.БУДНИКОВ, В.С.ГРИНЕНКО, А.Г.КЛЕЦ, Р.В.КУТЫГИН, В.Е.СИВЧИКОВ

Верхнепалеозойские отложения Сибири широко распространены. Они составляют нижние части терригенных комплексов чехла Сибирской платформы, краевых прогибов, обрамляющих ее с севера и востока, и развиты в складчатых поясах. В пределах Ангарского материка и, в частности, в Тунгусской синеклизе относительно маломощные толщи угленосного верхнего палеозоя формировались в так называемых «внутриконтинентальных бассейнах» [2]. В краевых депрессиях платформы и складчатых поясах более мощные каменноугольные и пермские отложения накапливались в прибрежной зоне крупнейшего на территории Азии морского палеобассейна. В пределах Вилюйской синеклизы развиты преимущественно дельтовые, на некоторых уровнях угленосные, реже прибрежно-континентальные толщи. Мощные угленосные толщи Кузбасса образовывались в зоне лавинной седиментации краевой части крупного осадочного бассейна, открывавшегося в северо-западном направлении.

В последние десятилетия геологи всего мира приходят к заключению, что без комплексной реконструкции условий накопления осадочных толщ в пределах всего осадочного палеобассейна, без знания обстановок седиментации, палеогеографии и палеогеоморфологии нельзя эффективно вести поиски эндогенных и экзогенных полезных ископаемых. Основные составляющие анализа — комплексные стратиграфические исследования, включая биостратиграфический, морфоструктурный, вещественный, генетический и другие, помогающие раскрыть внутреннюю слоистую структуру одновременно разными методами, создать модель развития и преобразования осадочного пространства и, самое главное, — выявить пространственно-временные закономерности строения осадочных толщ. Для успешного решения задачи необходимо выбрать разрезы, в которых наиболее полно запечатлена летопись позднепалеозойского седиментогенеза. Этим требованиям удовлетворяют разрезы верхнего палеозоя Верхоянья и Таймыра.

Верхоянье — это один из немногих регионов Северной Евразии, где в условиях пассивной континентальной окраины в позднепалеозойское время в зоне лавинной седиментации сформировалась мощная осадочная толща. Ее изучение позволяет выявить пространственно-временные закономерности строения осадочных образований, уверенно наметить этапность позднепалеозойского седиментогенеза, путем последовательного изучения литофациальных особенностей разрезов различных фациальных областей. В частности выяснено, что в большей степени грубозернистые отложения мощной дельты Палеовилноя, с которыми связана газоносность верхнего палеозоя Вилюйской синеклизы, в восточном направлении закономерно, через далеко вдающиеся в глубь палеобассейна клинья фронтальной части дельтового комплекса, переходят в преимущественно тонкозернистые отложения прибрежной и открытой частей моря, формируя разрезы восточного склона Верхоянского хребта. Подобная модель накопления осадочных образований типична для большинства известных складчатых поясов пассивных континентальных окраин [15]. Разрезы, расположенные восточнее Верхоянского хребта, в частности, Куларского и Юдо-

мо-Майского районов, представлены глинистыми толщами открытой части Верхоянского моря. Несколько особняком стоят разрезы Охотского массива, имеющие заметную долю вулканитов и характеризующие прибортовую южную часть палеобассейна. Существенно глинистые разрезы восточного склона Верхоянского хребта представлены глубоководно-морскими, а также песчано-алевритовыми отложениями континентального склона, реже песчаными осадками шельфа и подножий дельты. Более песчаные разрезы присводовой части хребта имеют меньшую мощность и состоят из различных толщ (от морских до прибрежно-континентальных), охарактеризованных как типично морской фауной, так и флорой.

В центральной части Вилюйской синеклизы мощность верхнепалеозойских толщ примерно такая же, что и на западном склоне Верхоянского хребта (рис. 1, А). При описании обнажений верхнепалеозойских отложений отмечено закономерное повторение определенных гранулометрических типов пород как на уровне слоевых ассоциаций, так и на более крупных уровнях.

Цикличность накопления осадочных толщ верхнего палеозоя — их характерная особенность, отразившаяся в стратиграфических схемах практически всех упомянутых регионов [12]. Эта закономерность более сорока лет назад была положена в основу создания ритмостратиграфической схемы, по которой проведено среднемасштабное геологическое картирование данной территории [1 и др.]. В разрезах перми и карбона восточного склона и присводовой части Западного Верхоянья такая цикличность четко фиксируется при структурном, вещественном и генетическом изучении осадочных образований и связана с возвратно-поступательным движением береговой линии в результате эвстатических колебаний уровня моря на фоне постепенного выдвижения фронтальной части дельты в глубь палеобассейна и заполнения его осадочным материалом [4–6]. Основные закономерности этого явления сводятся к следующему. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья расчленены на семь ритмосвит (мезоциклов, секвенсов) или серий в новейших схемах каменноугольных и пермских отложений Верхояно-Охотского субрегиона, отвечающих по времени примерно геологическому веку. В стратотипической местности (разрезы восточного склона хребта и его присводовой части) нижние части ритмосвит сложены тонкозернистыми породами, верхние — преимущественно песчаными. Данные части ритмосвит обособляются в подсвиты [1, 3 и др.].

В разрезах, характеризующих глубоководную часть палеобассейна (реки Барайы и Дулгалах) нижние подсвиты ритмосвит представлены преимущественно морскими алевритами и аргиллитами. В их нижних частях мы видим относительно более грубозернистые «базальные прослои». Наиболее тонкозернистые породы фиксируются обычно в верхней части нижней трети ритмосвит или в их середине и приурочены к интервалам максимума подтопления (*maximum flooding surface* — *MFS*). В отложениях подножья континентального склона отмечаются гравититы и, в частности, мелкие олистостромы и олистолиты (обломки угнетенных карбонатных биогермных построек), так называемые «рябчики» [9]. Верхние части ритмосвит представлены при-

брежно-морскими песчаными отложениями и песчаными «клиньями» дельтового комплекса. В целом каждая из ритмосвит отражает один из трансгрессивно-регрессивных этапов седиментогенеза в изученной части палеобассейна, на что указывает анализ последовательной смены фаций и фациальных обстановок по каждому из разрезов. В разрезах западного склона хребта (бассейн р.Дянышка и правых притоков р.Тумара) структурные типы ритмосвит (мезоциклитов) стратотипической местности не просматриваются (см. рис. 1, А). Однако последовательная смена фациальных обстановок с востока на запад уверенно отражает «лицо» трансгрессивно-регрессивных этапов в данной части палеобассейна. Здесь во время максимумов регрессий накапливались прибрежно-континентальные, авандельтовые, преимущественно тонкозернистые осадки, с редкими грубозернистыми врезами более высокодинамичных потоковых фаций. Поэтому большинство ритмосвит венчаются существенно тонкозернистыми породами лагун, эстуариев, пойм, прибрежных заболоченных озер, фиксирующих тонкими прослоями глинистого угля. Эти уровни охарактеризованы богатыми комплексами ископаемой флоры, а наиболее грубозернистые осадки отмечаются в средней части верхних подсвит. Нижние подсвиты ритмосвит, сложенные прибрежно-морскими существенно тонкозернистыми осадками, значительно меньшей мощности по сравнению со стратотипической местностью.

В пределах наиболее прогнутой части Вилуйской синеклизы разрез представлен преимущественно грубозернистыми осадками. Трансгрессивные уровни здесь просматриваются слабее и угленосностью не сопровождаются. Только наиболее мощные артинская и казанская трансгрессии представлены глинистыми «бассейновыми» фациями уровней (*MFS*). Регрессивные уровни охарактеризованных этапов проявлены более тонкозернистым составом пород и повышенной угленосностью.

В прибортовой зоне Тунгусской синеклизы мощности верхнепалеозойских толщ просто несоизмеримы с разрезами Вилуйской синеклизы и тем более Верхоянья. Осадконакопление происходило только в периоды наиболее мощных трансгрессивных этапов (*MFS*), на что указывают находки в глинистых толщах фораминифер и даже брахиопод. Именно поэтому в стратиграфических схемах этих районов отмечается масса региональных перерывов, приходящихся на периоды регрессий.

На рис. 1 показано, как закономерная смена по латерали морских тонкозернистых отложений прибрежно-морскими песчаными и снова существенно тонкозернистыми лагунными, озерно-болотными, иногда аллювиальными, повторяется в любой из ритмосвит изученной прибрежной части Верхоянского палеобассейна, что является вещественным выражением закона Головкинского—Вальтера и дает ключ к пониманию процесса цикличности седиментогенеза. Такая закономерность прослеживается в терригенных разрезах практически всех регионов Сибири, где имеется осадкоемкое пространство на краях кратонов, в частности по периферии Ангарского материка, в разрезах Таймыра, Кузбасса и др. С теми или иными особенностями эта закономерность характерна для всех систем, по крайней мере, она отчетливо видна при изучении мезозойских отложений Сибири [3—8, 13, 14].

Анализ имеющегося материала позволил установить в рассмотренных разрезах верхнего палеозоя три крупных этапа (макроциклита), представленных более мелкими. Латеральная последовательность фаций, формаций и фациальных обстановок с востока на запад четко повторяется в разрезе любой из ритмосвит (мезоциклитов) и более крупных трансгрессивно-регрессивных этапов, а также в формационном ряду верхнепалеозойского циклокомплекса в целом. При выделении макроциклитов значительна роль вещественного состава пород. Так, на рубеже нижне- и верх-

непермского отделов в обломочной части алевропесчаных разностей пород возрастает содержание обломков эффузивных пород, что отмечается и в разрезах верхнего палеозоя всей Сибири. На границе каменноугольного и нижнепермского макроциклитов преимущественно аркозовый состав пород сменяется полевошпат-граувакковым.

Выявленные закономерности строения верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья помогают сопоставить стратиграфические схемы различных регионов. Временные интервалы, наиболее полно охарактеризованные комплексами органических остатков, нередко совпадающие с максимумами трансгрессий и имеющие наиболее высокий корреляционный потенциал, обособлены в ряд событийных явлений биотической и абиотической природы с собственными названиями. Трансгрессивно-регрессивные этапы (ритмосвиты, циклиты или секвенсы) и сопутствующие им обособленные комплексы фаунистических и флористических остатков положены в основу выделения региональных стратиграфических подразделений — горизонтов [7, 10, 11]. Построенные на этой базе стратиграфические схемы каменноугольных и пермских отложений Верхояно-Охотского субрегиона утверждены Международным стратиграфическим конгрессом (МСК) как унифицированные в апреле 2003 г.

Анализ позднепалеозойского осадконакопления в пределах Верхоянья, Таймыра, Сибирской платформы, Кузбасса и других районов позволил сделать вывод о том, что крупные трансгрессивно-регрессивные этапы (макроциклиты) в более мощных прикратонных разрезах (мезоциклиты), а также отвечающие им горизонты и отдельные реперные уровни, могут быть прослежены в разрезах Средней и Восточной Сибири и за их пределами, что лишний раз указывает на глобальную причину данного явления [3—5, 14 и др.].

Регрессивные фазы подобных этапов — преимущественно песчаные толщи с редкой угленосностью в пределах западного склона Верхоянского хребта (разрезы Западно-Верхоянской структурно-фациальной зоны) и Лено-Анабарского прогиба. На Таймыре данным уровням отвечают угленосные черноморская и убойнинская свиты, а также соколинская и более грубозернистая верхняя часть нижнетурузовской подсвиты: существенно угленосные (таргайская и харбалахская) толщи в пределах Вилуйской синеклизы; верхи дегалинской, угленосные уровни верхних подсвит бургу克林ской и катской свит и их аналогов в разрезах Сибирской платформы; те же угленосные уровни в верхах кольчугинской серии, верхне- и нижнебалахонской подсерий в пределах Кузбасса. В прибортовых зонах Тунгусской синеклизы — это время перерывов осадконакопления.

Трансгрессивные фазы этапов — мощные глинистые фаунистически охарактеризованные и широко прослеживающиеся тиксинская, эчийская свиты и нижняя подсвита деленжинской ритмосвиты и их аналоги в пределах Верхояно-Охотского субрегиона. На Таймыре данным уровням отвечают низы макаровской и байкурской свит, а также верхнетурузовская подсвита; представленные мощными глинистыми (нижняя часть тустахской, и верхи нижнекожевниковской) свитами Лено-Анабарского прогиба и их аналогов. В основном это безугольная, в нижней части существенно глинистая, а в верхней песчаная чочоская и в большей степени песчаная слабоугленосная кубалангдинская толща Вилуйской синеклизы. Затем лапчанская, ботуобинская, боруллойская свиты и их аналоги в пределах востока Тунгусской синеклизы, а также преимущественно безугольные и в большей степени «мористые» евсеевская+казовская; верхи алыкаевской+промежуточная; кузнецкая свиты Кузнецкого бассейна.

Все сказанное — фациальный аспект зональности, что же касается структурного, то здесь важно отметить, что

леозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 4—6 декабря 2002 г.). В них выделен ряд структурно-фациальных зон и подзон, фиксирующих вдольбереговую зональность позднепалеозойского бассейна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрианов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. — М.: Наука, 1966.
2. Будников В.И. Закономерности осадконакопления в карбоне и перми запада Сибирской платформы. — М.: Недра, 1976.
3. Будников И.В. Главные этапы позднепалеозойского осадконакопления в Верхоянской геосинклинали и на Сибирской платформе / Проблемы геологии и нефтегазоносности верхнепалеозойских и мезозойских отложений Сибири. — Новосибирск, 1984. С. 97—105.
4. Будников И.В. Принципы и результаты изучения цикличности осадконакопления верхнепалеозойских отложений Верхоянского палеобассейна / Теоретические и методологические вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. — Новосибирск: Наука, 1988. С. 106—113.
5. Будников И.В. Обоснование корреляции морских и континентальных отложений Сибири на основе анализа закономерностей седиментогенеза осадочных толщ / Формационный анализ в геологических исследованиях. — Томск: Томский гос. ун-т, 2002. С. 26—29.
6. Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г. Верхоянский складчатый пояс — ключевой регион для решения основных проблем стратиграфии верхнего палеозоя Сибири // Отечественная геология. 1994. № 8. С. 42—46.
7. Будников И.В., Кутыгин Р.В., Клец А.Г., Гриненко В.С. Разрез карбона и перми бассейна р.Барайы как отражение этапности осадконакопления и развития биоты Верхоянья в позднем палеозое // Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). Вестник Госкомгеологии. 2001. № 1. С. 101—111.
8. Будников И.В., Сивчиков В.Е., Ярков В.О. Изучение этапности осадконакопления кольчугинской серии Кузбасса — основа ее стратиграфического расчленения / Формационный анализ в геологических исследованиях. — Томск: Томский гос. ун-т, 2002. С. 30—33.
9. Гриненко В.С., Будников И.В., Клец А.Г. Олистохромы в пермском разрезе центральной части Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология. 1997. № 2. С. 36—43.
10. Клец А.Г., Будников И.В., Кутыгин Р.В., Гриненко В.С. Опорный разрез пограничных отложений нижней и верхней перми Верхоянья и его корреляция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 41—57.
11. Клец А.Г., Будников И.В., Кутыгин Р.В., Гриненко В.С. Событийные уровни в среднем карбоне—ранней перми Верхоянья и региональная стратиграфическая схема // Тихоокеанская геология. 2001. № 5. С. 47—57.
12. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири, часть II (средний и верхний палеозой), 1979 г. — Новосибирск, 1982.
13. Стратиграфия и палеогеография ранней и средней юры Западно-Сибирской плиты / Ф.Г.Гурари, И.В.Будников, В.П.Девятков и др. / Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. — Новосибирск, 1988. С. 44—58.
14. Шишлов С.Б. Региональная циклостратиграфия верхнепалеозойской терригенной толщи Таймыра // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. № 2. Т. 11. С. 38—53.
15. Winterer E.L. Sedimentary facies on the rises and slopes of passive continental margins in the light of recent deep drilling results // Philosophical transactions of the Royal society of London, 1980. Vol. 294. P. 169—176.

УДК 564.8:551.734.2 (571.56-11)

© В.В.Баранов, Т.С.Альховик, 2003

Конодонты родов *Gagievodus* Baranov et Alkhovik, gen. nov. и *Vjaloviodus* Gagiev в нижнем девоне Северо-Востока Азии

В.В.БАРАНОВ, Т.С.АЛЬХОВИК

А.М.Кузьмин [6] в 1967 г. из пражских отложений Центрального Таймыра описал конодонт *Icriodus taimyricus*. Позднее представители этого вида были найдены в пражских и эмских отложениях Северо-Востока Азии [3, 5], эмских отложениях Салаира, Аляски и Канады [10, 11, 12]. М.Х.Гагиев [5] в 1984 г. избрал *Icriodus taimyricus* в качестве типового вида нового рода *Vjaloviodus*. В последующие годы В.П.Тарабукин [9] и В.В.Баранов [3, 4] из нижнедевонских отложений Северо-Востока Азии описали несколько видов, отнесенных к этому роду. Изучение конодонтов из многочисленных разрезов Северо-Востока Азии показало, что представители *Vjaloviodus* имеют высокий корреляционный потенциал: легко диагностируются, стратиграфические интервалы распространения узкие, в массовом количестве встречаются в большинстве разрезов региона (рис. 1). Все это позволяет использовать их в качестве видов-индексов региональной конодонтовой шкалы [1, 2, 3]. В то же время изучение представителей *Vjaloviodus*, проведенное нами в последние годы, показало, что внутри этого рода выделяются две обособленные группы видов. Представители первой группы — *V. hastatus* Baranov, 1991 и *V. taimyricus* (Kuzmin), 1967 — соответствуют диагнозу рода *Vjaloviodus*, второй — *V. sp.*, *V. primus* Baranov, 1991, *V. marinae* Tarabukin, 1990 и *V. proavusus* Sobolev, 1984 — отличаются от представителей первой группы формой платформы, наличием на ее заднем крае шипа, внешнего и внутреннего боковых отростков, отсутствием срединного гребня в задней части платформы, формой базальной полости и отнесены нами к новому роду, названному *Gagievodus*.

Роды *Gagievodus* и *Vjaloviodus* образуют единую филогенетическую линию, развитие которой происходило путем

филетического видообразования: в лохкове и раннем прагии виды *Gagievodus* последовательно замещали друг друга. В начале позднего прагия последний *Gagievodus* — *G. proavusus* дал начало первому представителю рода *Vjaloviodus* — *V. hastatus*, который в середине позднего прагия сменился вторым представителем этого рода — *V. taimyricus* (рис. 2). Полная филетическая последовательность представителей родов *Gagievodus* и *Vjaloviodus* установлена в разрезе Тихий, на правобережье р.Восточная Хандыга в Южном Верхоянье (рис. 3).

Рассмотрим более детально этапы эволюционного развития *Gagievodus* и *Vjaloviodus* (см. рис. 2). Предки гагиевodus достоверно неизвестны, но можно предположить, что ими были какие-то позднесилурийские икриодонтидные конодонты. В настоящее время можно констатировать только тот факт, что первые гагиевodus появились в начале раннего девона. *Gagievodus* sp. из самырского горизонта представлен одним юным экземпляром, по которому можно судить лишь о том, что тонкий срединный гребень уже присутствовал у ранних представителей рода *Gagievodus*. В вышележащих отложениях гонского горизонта обнаружены представители вида *G. primus*. Они характеризуются листовидной платформой, тонким срединным гребнем, проходящим через всю платформу, прямым шипом с раздвоенным концом, субтреугольной базальной полостью и хорошо развитыми внешним и внутренним боковыми отростками. На границе лохкова и прагия от *G. primus* отделяется *G. marinae*. У данного вида, по сравнению с *G. primus*, наибольшая ширина платформы смещена к центру, задний ее конец заканчивается прямым или слабо изогнутым шипом с округлым концом, увеличивается ширина базальной полости. От

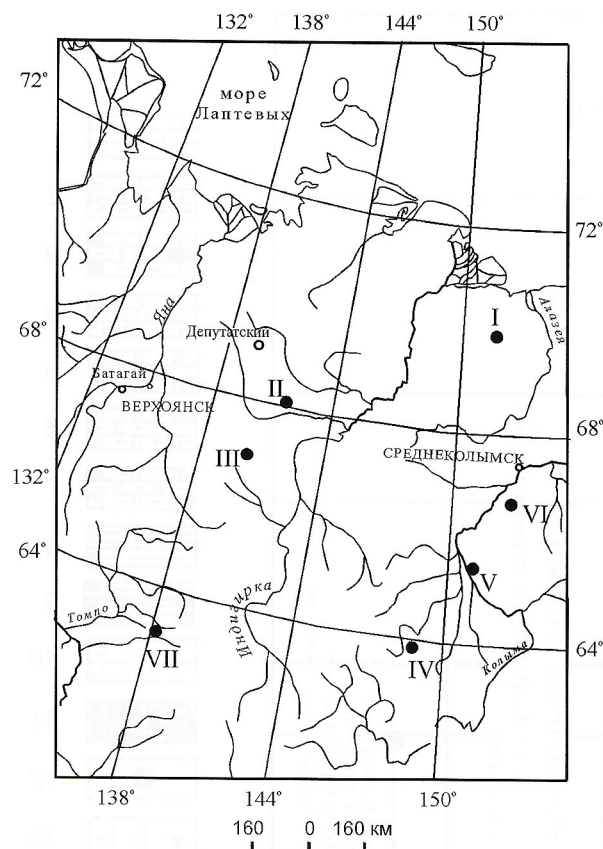


Рис. 1. Местонахождение представителей родов *Gagievodus* Baranov et Alkhovik, gen. nov. и *Vjaloviodus* Gagiev:

места находок: I — хр. Улахан-Сис, бассейн р. Алазея; II — Селенянский кржж, бассейн рек Талындыж (Сахындыж) и Себикчоры; III — хр. Тас-Хаятах, бассейн р. Догдо; IV — Омудевские горы, левобережье р. Колыма; Югагирское плоскогорье: V — правый борт р. Колыма, Известковый карьер; VI — бассейн р. Бакалда; VII — Южное Верхоянье (хр. Сетте-Дабан), бассейн р. Восточная Хандыга

Лохковский	Пражский	Эмский	Ярус
?			Филозона
primus	marinae	proavusus	Филогенетическая линия
		hastatus	
		taimyricus	
Gagievodus sp.	Gagievodus primus	Vjailovodus	
	Gagievodus marinae	Vjailovodus hastatus	
		Vjailovodus taimyricus	

Рис. 2. Схема филогенетического развития родов *Gagievodus* Baranov et Alkhovik, gen. nov. и *Vjaloviodus* Gagiev

G. marinae в раннем прагиии произошел *G. proavusus*. По сравнению с предковым видом у него увеличивается ширина платформы, наблюдается расширение базальной полости, редукция срединного гребня и боковых отростков. В позднепражское время *G. proavusus*, путем расширения базальной полости, редукции шипа, срединного гребня, внутреннего и внешнего боковых отростков, дает начало роду *Vjaloviodus*. По сравнению с *G. proavusus* у его потомка — первого представителя рода *Vjaloviodus*, вида *V. hastatus* очертание платформы становится туфлеобразным, базальная полость приобретает округло-треугольную форму, исчезает внешний боковой отросток, внутренний становится едва заметным, в задней части платформы редуцируются срединный гребень и шип. В середине позднепражского времени от *V. hastatus* произошел вид *V. taimyricus*, представители которого характеризуются наибольшими размерами платформы, дихотомией ребер, отсутствием срединного гребня в задней части платформы и, в отличие от *V. hastatus*, ее значительным продольным изгибом.

Таким образом, в процессе эволюции в филолинии родов *Gagievodus*→*Vjaloviodus* изменяется очертание платформы от листовидной до туфлеобразной, расширяется базальная полость и изменяется ее форма от субтреугольной до округло-треугольной и эллипсовидной, редуцируются шип, боковые отростки и срединный гребень, увеличивается продольный изгиб платформы.

Изученная коллекция хранится в геологическом музее Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (ИГАБМ) под № 182.

Семейство Icriodontidae Muller et Muller, 1957

Под Gagievodus Baranov et Alkhovich, gen. nov. Назван в честь Мусы Халитовича Гагиева, стратиграфа и палеонтолога, положившего начало изучению девонских конодонтов Северо-Востока Азии.

Типовой вид — *Vjaloviodus marinae* Tarabukin, 1991; нижний девон, пражский ярус, короткинский горизонт Северо-Востока Азии.

Д и а г н о з. Платформа листовидной формы, задний конец которой заканчивается шипом. Тонкий срединный гребень протягивается через всю платформу. Внешний и внутренний боковые отростки хорошо развиты. Форма базальной полости субтреугольная.

С о с т а в. *G. sp. A* и *G. primus* (Baranov), 1991, лохковский ярус Северо-Востока Азии; *G. marinae* (Tarabukin), 1990, пражский ярус Северо-Востока Азии и Центрального Таймыра; *G. proavusus* (Sobolev), 1984, пражский ярус о.Новая Земля и Северо-Востока Азии.

С р а в н е н и е. Отличается от рода *Vjaloviodus* Gagiev листьевидной формой платформы, заканчивающейся шипом; срединным гребнем, проходящим через всю платформу, хорошо развитыми внутренним и внешним боковыми отростками, от представителей рода *Latericriodus* Muller — строением задней части платформы, субтреугольной формой базальной полости, тонким срединным гребнем.

Gagievodus marinae (Tarabukin), 1990 (рис. 4, 3—8)

Vjaloviodus marinae: Тарабукин, 1990, с. 119, рис. 1, д—л; Баранов, 1991, с. 33, табл. 2, фиг. 16—17; табл. 3, фиг. 1—4.

Д и а г н о з. Задний конец платформы заканчивается прямым или изогнутым шипом с острым или округлым концом. Ребра субперпендикулярны к срединному гребню.

Распространение. Нижний девон, пражский ярус, короткинский горизонт, Северо-Востока Азии: среднесеттедабанская подсвита хр.Сетте-Дабан, нижнесагырская подсвита хр.Тас-Хаяхта, Селенныхского кряжа и хр.Улахан-Сис, верхние слои эльгенёвской свиты Юкагирского плоскогорья.

М а т е р и а л. I-элемент — 52 экз. из девяти местонахождений: хр.Сетте-Дабан, разрез Тихий — 18 экз.,

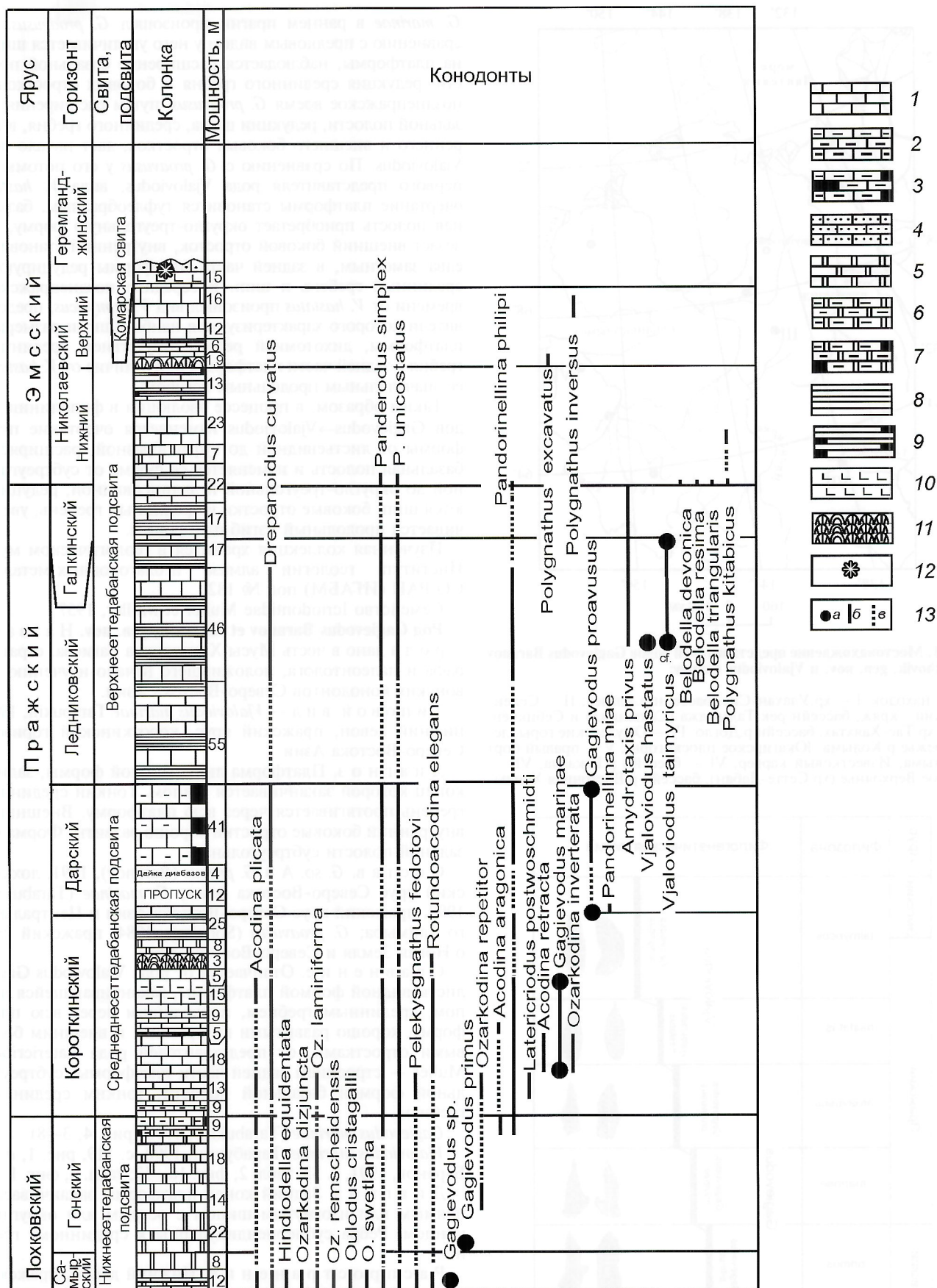


Рис. 3. Распространение представителей родов *Gagievodus* Baranov et Alkhovik, gen. nov., *Vjaloviodus* Gagiev и сопутствующего комплекса конодонтов в разрезе Тихий (Южное Верхоянье):

1 — известняки; 2 — глинистые; 3 — углеродисто-глинистые; 4 — песчаные; 5 — доломиты; 6 — глинистые; 7 — углеродисто-глинистые; 8 — аргиллиты; 9 — аргиллиты углеродистые; 10 — диабазы; 11 — коралловый биостром; 12 — пестроцветность; 13 — стратиграфическое распространение конодонтов видов: а — описанных; б и в — сопутствующих (б — достоверно установленные, в — предполагаемые)

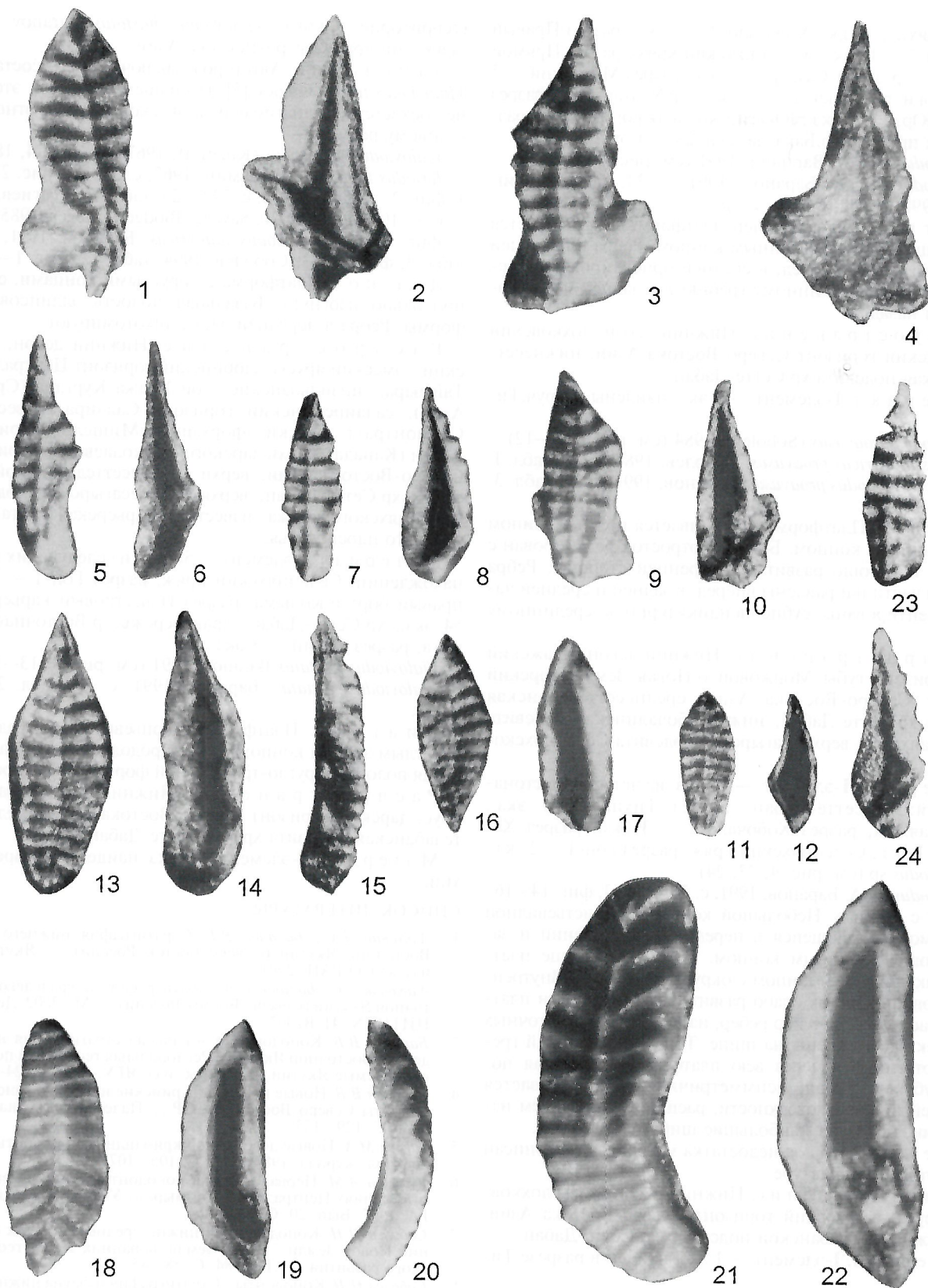


Рис. 4. Конодонты родов *Gagievodus* Baranov et Alkhovik, gen. nov. и *Vjaloviodus* Gagiev в нижнем девоне Северо-Востока Азии:

1, 2. *Gagievodus primus* (Baranov); 1, 2 — голотип 182/435 (ув. 48), элемент I, 1 — вид сверху, 2 — вид снизу; хр.Сетте-Дабан, разрез Тихий; гонский горизонт. 3—8. *Gagievodus marinae* (Tarabukin); 3, 4 — экз. 182/440 (ув. 48), элемент I, 3 — вид сверху, 4 — вид снизу; 5, 6 — экз. 182/441, элемент I, 5 — вид сверху, 6 — вид снизу, 7, 8 — экз. 182/442, элемент I, 7 — вид сверху, 8 — вид снизу; хр.Сетте-Дабан, разрез Тихий; короткинский горизонт. 9—12. *Gagievodus proavusus* (Sobolev); 9, 10 — экз. 182/450 (ув. 48), элемент I, 9 — вид сверху, 10 — вид снизу; 11, 12 — экз. 182/451 (ув. 48), элемент I, 11 — вид сверху, 12 — вид снизу; хр.Сетте-Дабан, разрез Тихий; дарский горизонт. 13—17. *Vjaloviodus hastatus* Baranov; 13—15 — голотип 182/430 (ув. 48), элемент I, 13 — вид сверху, 14 — вид снизу, 15 — вид сбоку; 16, 17 — экз. 182/431 (ув. 48), элемент I, 16 — вид сверху, 17 — вид снизу; хр.Сетте-Дабан, разрез Тихий; дарский горизонт. 18—22. *Vjaloviodus taimyricus* (Kuzmin); 18—20 — экз. 182/486 (ув. 48), элемент I, 18 — вид сверху, 19 — вид снизу, 20 — вид сбоку; 21, 22 — экз. 182/485 (ув. 48), элемент I, 21 — вид сверху, 22 — вид снизу; Юкагирское плоскогорье, правый борт р.Колымы, разрез Известковый карьер-II; николаевский горизонт; 23, 24. *Gagievodus* sp., экз. 182/490 (ув. 48), элемент I, 23 — вид сверху, 24 — вид снизу, хр.Сетте-Дабан, разрез Тихий; самырский горизонт

хр.Тас-Хаяхта, разрез Хобочало-2 — 5 экз., разрез Правый Солончан-2 — 18 экз., Селенняхский кряж, разрез Прямой — 4 экз., разрез Гон-Самыр — 1 экз., разрез Медвежий — 3 экз., истоки р.Себикчен — 1 экз., хр.Улахан-Сис, разрез Кусаган-Юрэх — 1 экз., Юкагирское плоскогорье, водораздел левых притоков р.Бакалда, скв. 28 — 1 экз.

Gagievodus primus (Baranov), 1991 (см. рис. 4, 1, 2)

Vjaloviodus primus: Баранов, 1991, с. 34, табл. 2, фиг. 14—15; 1992, с. 132, рис. 1, у—ф.

Д и а г н о з. Задний конец платформы заканчивается прямым шипом с раздвоенным концом. Ребра в передней части направлены вперед, в средней ориентированы перпендикулярно к срединному гребню и в задней части направлены назад.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний девон, лохковский ярус, гонский горизонт Северо-Востока Азии, нижнесеттедабанская подсвита хр.Сетте-Дабан.

М а т е р и а л. I-элемент — 7 экз. найдены по руч.Тихий.

Gagievodus proavusus (Sobolev), 1984 (см. рис. 4, 9—12)

Icriodus taimyricus proavusus: Соболев, 1984, с. 73, табл. 1, фиг. 2, 4; *Vjaloviodus proavusus*: Баранов, 1991, с. 34, табл. 3, фиг. 9—13.

Д и а г н о з. Платформа заканчивается прямым шипом с закругленным концом. Боковой отросток редуцирован с внешней и хорошо развит с внутренней стороны. Ребра передней части направлены вперед, в задней и средней частях ориентированы субперпендикулярно к срединному гребню.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний девон, пражский ярус: горизонт губы Моржовой о.Новая Земля; дарский горизонт Северо-Востока Азии, среднесеттедабанская подсвита хр.Сетте-Дабан, нижнехобочалинская подсвита хр.Тас-Хаяхта и верхнесагырская подсвита Селенняхского кряжа.

М а т е р и а л. I-элемент — 10 экз. из четырех местонахождений: хр.Сетте-Дабан, разрез Тихий — 4 экз., хр.Тас-Хаяхта, разрез Хобочало-2 — 3 экз., разрез Халим-5 — 1 экз., Селенняхский кряж, разрез Гон-1 — 2 экз.

Gagievodus sp. (см. рис. 4, 23, 24)

Vjaloviodus sp. А: Баранов, 1991, с. 35, табл. 3, фиг. 14—16.

О п и с а н и е. Небольшой конодонт с листовидной платформой, сужающейся в переднем направлении и заканчивающейся острым концом. На заднем конце платформа заканчивается шипом с округлым концом. Внутренний боковой отросток слабо развит. На поверхности платформы расположено 8 пар ребер, из них 2 пары зачаточных ребрышек расположены на шипе. Тонкий срединный гребень протягивается через всю платформу. Базальная полость субтреугольная, асимметричная, прослеживается вдоль всей нижней поверхности, расширяясь в заднем направлении, где имеет наибольшие ширину и глубину.

З а м е ч а н и е. Из-за недостатка материала вид описан в открытой номенклатуре.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний девон, низы лохковского яруса, самырский горизонт Северо-Востока Азии, низы нижнесеттедабанской подсвиты хр.Сетте-Дабан.

М а т е р и а л. I-элемент — 1 экз. найден в разрезе Тихий.

Под *Vjaloviodus Gagiev*, 1984. Типовой вид. *Icriodus taimyricus* Kuzmin, 1967; нижний девон Центрального Таймыра.

Д и а г н о з. Платформа туфлеобразной формы с тонким срединным гребнем, не достигающим до заднего края. Внешний боковой отросток отсутствует, внутренний — слабо развит. Форма базальной полости округло-треугольная или эллипсовидная.

С о с т а в. Два вида: *V. taimyricus* (Kuzmin), 1967, пражский и эмский ярусы; Центральный Таймыр, Салаир, Средняя Азия, Северо-Восток Азии, Аляска и Канада

(территория Юкон); *Vjaloviodus hastatus* Baranov, 1991, пражский ярус Северо-Востока Азии.

З а м е ч а н и е. Автор рода включил в его состав вид *Vjaloviodus tardus* Gagiev [5]. По нашему мнению, этот вид не соответствует диагнозу рода и, скорее всего, относится к новому роду.

Vjaloviodus taimyricus (Kuzmin), 1967 (см. рис. 4, 18—22)

Icriodus taimyricus: Кузьмин, 1967, с. 54—56, рис. 2, табл. 1, фиг. 2—4; Lane, 1974, с. 722, 725, табл. 1, 2; Гагиев, 1984, с. 105—108, рис. 1, а—г; Savage, Blodgett, Jaeger, 1985, табл. 1, фиг. 1—15; *Vjaloviodus taimyricus*: Баранов, 1991, с. 34, табл. 3, фиг. 9—13; Соболев, 1994, табл. 12, фиг. 1—9.

Д и а г н о з. Платформа с округлыми концами, сильно продольно изогнута. Базальная полость эллипсовидной формы. Ребра в передней части дихотомируют.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний девон, пражский—эмский ярусы: зловинский горизонт Центрального Таймыра; зинзильбанские слои Ходжа-Кургана (Средняя Азия), салаирский горизонт Салаира, известняки Салмонтраут Аляски, формация Мишель территории Юкон (Канада), верхи дарского—николаевский горизонты Северо-Востока Азии, верхи среднесеттедабанской подсвиты хр.Сетте-Дабан, верхи верхнесагырской подсвиты Селенняхского кряжа, известковокарьерская свита Юкагирского плоскогорья.

М а т е р и а л. I-элемент — 58 экз. из следующих местонахождений: Селенняхский кряж, разрез Гон-1 — 1 экз., правый борт р.Колыма, разрез Известковый карьер-II — 54 экз., хр.Сетте-Дабан, правобережье р.Восточная Хандыга, разрез Тихий — 3 экз.

Vjaloviodus hastatus Baranov, 1991 (см. рис. 4, 13—17)

Vjaloviodus hastatus: Баранов, 1991, с. 33, табл. 2, фиг. 9—13.

Д и а г н о з. Платформа с копьевидным передним и округлым задним концом, слабо продольно изогнута. Базальная полость округло-треугольной формы. Ребра простые.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний девон, пражский ярус, дарский горизонт Северо-Востока Азии, среднесеттедабанская подсвита хребта Сетте-Дабан.

М а т е р и а л. I-элемент — 5 экз. найдены в разрезе Тихий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии (Северо-Восток России). — Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2001.
2. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия силура и девона Восточной Якутии (Северо-Восток России). — М., 2002. Деп., ВИНИТИ, № 41-B2002.
3. Баранов В.В. Конодонты и зональная стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии / Региональная геология и полезные ископаемые Якутии. — Якутск: изд. ЯГУ, 1991. С. 24—36.
4. Баранов В.В. Новые позднесилурийские и раннедевонские конодонты Северо-Востока СССР // Палеонтол. журнал. 1992. № 1. С. 129—133.
5. Гагиев М.Х. Новые девонские икриодидные конодонты // Палеонтол. журнал. 1984. № 1. С. 105—107.
6. Кузьмин А.М. Первая находка конодонтов в нижнедевонских отложениях Центрального Таймыра // Ученые записки НИИ-ГА. 1967. Вып. 20. С. 20—27.
7. Соболев Н.Н. Конодонты из ниже-среднедевонских отложений Новой Земли / Новая Земля на ранних этапах геологического развития. — Л., 1984. С. 58—85.
8. Соболев Н.Н. Конодонты / Стратиграфия и фауна нижнедевонских отложений Тарейской опорного разреза (Таймыр). — С-Пб.: Недра, 1994. С. 93—99.
9. Тарабужин В.П. Новые раннедевонские конодонты северо-востока Якутии // Палеонтол. журнал. 1990. № 3. С. 118—121.
10. Fahraeus L.E. Lower Devonian conodonts from the Michelle and Prongs Creek Formation, Yukon Territory // J. Paleontol. 1971. Vol. 45. № 4. P. 665—683.
11. Lane H.R. *Icriodus taimyricus* (Conodonta) from the Salmontrout Limestone (Lower Devonian), Alaska // J. Paleontol. 1974. Vol. 48. P. 721—726.
12. Savage N.M., Blodgett R.B., Jager H. Conodonts and associated graptolites from the late Early Devonian of east Alaska and western Yukon Territory // Can. J. Earth Sci. 1985. Vol. 22. P. 1880—1883.

Модусы онто-филогенетических изменений и порядки рекапитуляции у бореальных раннетриасовых цератитов

С.П.ЕРМАКОВА

Прогрессивная и регрессивная эволюции происходят путем изменения хода морфогенеза, возникающего на любой стадии развития. Разработанная А.Н.Северцовым [4] теория филогенезов отражает различные модусы (способы) филогенетических изменений: архаллакис, девиацию и анаболию. Архаллакис А.Н.Северцов определяет как изменение начальных стадий морфогенеза, при котором не наблюдается рекапитуляция признаков. При девиации изменения, нарушающие ход морфогенеза, затрагивают средние стадии развития. И.А.Михайлова [2] предложила различать раннюю и позднюю девиации. Анаболия — прибавление новых стадий онтогенеза к конечным стадиям морфогенеза предков. Онто-филогенетическое изучение раннетриасовых аммоноидей востока Бореальной области показало, что для них характерны два модуса эволюционных изменений: анаболия и поздняя девиация. Крупные таксономические категории возникают, как правило, путем очень ранних преобразований, которые можно приравнять к архаллакисам или ранним девиациям. Ранней девиации обязаны своим появлением триасовые цератитиды, отличающиеся от пермских усложнением линии за счет умбональных элементов. В дальнейшем эволюционное развитие раннетриасовых цератитов происходило или по способу поздней девиации, или, что наиболее характерно, анаболии.

Также различны у аммоноидей порядки рекапитуляции. Онтогенетическая рекапитуляция — один из основных законов эволюции органического мира. Эволюция могла происходить только путем повторения онтогенезов с частичным их изменением, так как каждое новое поколение каким бы изменениям не подвергалось, в своем онтогенезе обязательно повторяет основные стадии развития предков.

С.Г.Крыжановский [1] классифицирует рекапитуляции в соответствии с порядком их появления и выделяет: 1) прямой порядок, когда предшествующие фазы онтогенеза древнее последующих; 2) обратный порядок, когда первые фазы новее последующих; 3) различные сочетания этих порядков. На палеонтологическом материале для палеозойских аммоноидей В.Е.Руженцев [3], используя онтогенетический метод исследования, рассматривает четыре типа рекапитуляции. Наиболее распространенный тип у палеозойских аммоноидей — прямой порядок рекапитуляции в рядах с усложняющейся организацией. В этом случае изменения могут появляться на разных стадиях онтогенеза, но они обязательно будут наблюдаться до взрослого состояния. Значительно менее распространен тип прямой порядка рекапитуляции в рядах с упрощающейся организацией. В данном случае изменения появляются на поздних стадиях онтогенеза (анаболия) путем выпадения конечных стадий морфогенеза. Стадии, предшествовавшие у предков взрослому состоянию, становятся взрослыми у потомков. Еще более редкий тип — обратный порядок рекапитуляции, изменения в котором появляются впервые на ранних стадиях онтогенеза, но не распространяются сразу до взрослого состояния. Очень редкий тип также — сложный порядок рекапитуляции. В.Е.Руженцев описывает только один случай, когда путем девиации появляются новые усложняющие изменения, не распространяющиеся до взрослого состояния (обратный порядок), а затем путем отрицательной анаболии — упрощающие изменения (прямой порядок).

Для раннетриасовых аммоноидей востока Бореальной области выявлено пять типов рекапитуляции:

1. Прямой порядок рекапитуляции. Такой тип характерен для двух коротких филогенетических ветвей *Subolene-*

kites—*Boreomeekoceras* и *Subolene**kites*—*Arctomeekoceras*. Предковая форма в том и другом случае — *Subolene**kites* *pilaticus* Tozer. Эволюция обеих филолиний идет за счет возникновения, а затем и развития признаков, впервые проявившихся у *S.?* *shevyrevi* Dagys et Erm. и *S. aff. pilatus* Smith и приведших к появлению двух новых родов *Boreomeekoceras* и *Arctomeekoceras*. Основное звено развития — форма раковины. Строение взрослых лопастных линий всех трех родов сходно, но возникновение новых филогенетических стадий сопровождается ускорением развития палингенетических стадий.

2. Прямой порядок рекапитуляции в рядах с усложняющейся организацией. Такой тип характерен для трех филогенетических ветвей: *Wordieoceras*—*Eovavilovites*—*Vavilovites*, *Kingites*—*Hedenstroemia* и *Subolene**kites*—*Olenekoceras*—*Keyserlingites*. В первых двух ветвях в начале ряда изменения происходят путем ранней девиации, сменяющейся в дальнейшем анаболией. В филолинии *Wordieoceras*—*Eovavilovites*—*Vavilovites* основное звено развития — ширина вентральной стороны. Это единственный пример развития раннетриасовых цератитов, когда эволюционирует только один признак. Основное звено развития второй филолинии *Kingites*—*Hedenstroemia* — форма вентральной стороны и лопастная линия. В третьей филогенетической линии *Subolene**kites*—*Olenekoceras*—*Keyserlingites* все эволюционные изменения идут по способу анаболии. В данном случае прослеживается постепенное от вида к виду усложнение лопастной линии. Взрослая лопастная линия более древнего вида практически не отличается от линии, предшествующей взрослому состоянию в онтогенезе у более молодого вида, но в конце морфогенеза происходит упрощение линии (см. рисунок). Остальные эволюционирующие признаки — скульптура и размеры раковины — продолжают развитие в сторону усложнения организации. Основное звено развития рассматриваемой филогенетической линии — лопастная линия, скульптура и размеры раковины.

3. Прямой порядок рекапитуляции в рядах с упрощающейся организацией. Этот менее распространенный тип характерен только для одной филолинии *Subolene**kites*—*Timoceras*—*Olenikites*. В данном случае развитие идет путем отрицательной анаболии, а основное звено — лопастная линия и размеры раковины. Филогенетическая деградация происходит постепенно и взрослая линия более молодого вида практически не отличается от линии, предшествующей взрослому состоянию у более древнего (см. рисунок). Несмотря на это, последние стадии онтогенеза всегда сложнее всех более ранних. При таком типе рекапитуляции возникновение новых филогенетических стадий сопровождается замедлением развития стадий анцестрального состояния. В связи с этим рекапитуляция, сохраняя прямой порядок, неполная, так как в онтогенезе отсутствуют стадии, отвечающие дефинитивному состоянию недавних предков.

4. Сочетание прямого порядка в рядах с усложняющейся и упрощающейся организацией. Среди палеозойских аммоноидей подобного сочетания прямых порядков рекапитуляции не рассматривалось. Такой тип характерен для трех филогенетических рядов раннетриасовых цератитов: *Metophiceras*—*Sakhaitoides*—*Sakhaites*—*Kelteroceras*, *Xenoceltites*—*Bajarunia*—*Nordophiceras*—*Pseudosvalbardiceras* и *Xenoceltites*—*Boreoceras*—*Epiboreoceras*—*Praesibirites*—*Parasibirites*—*Sibirites*. Здесь в начале ряда появля-

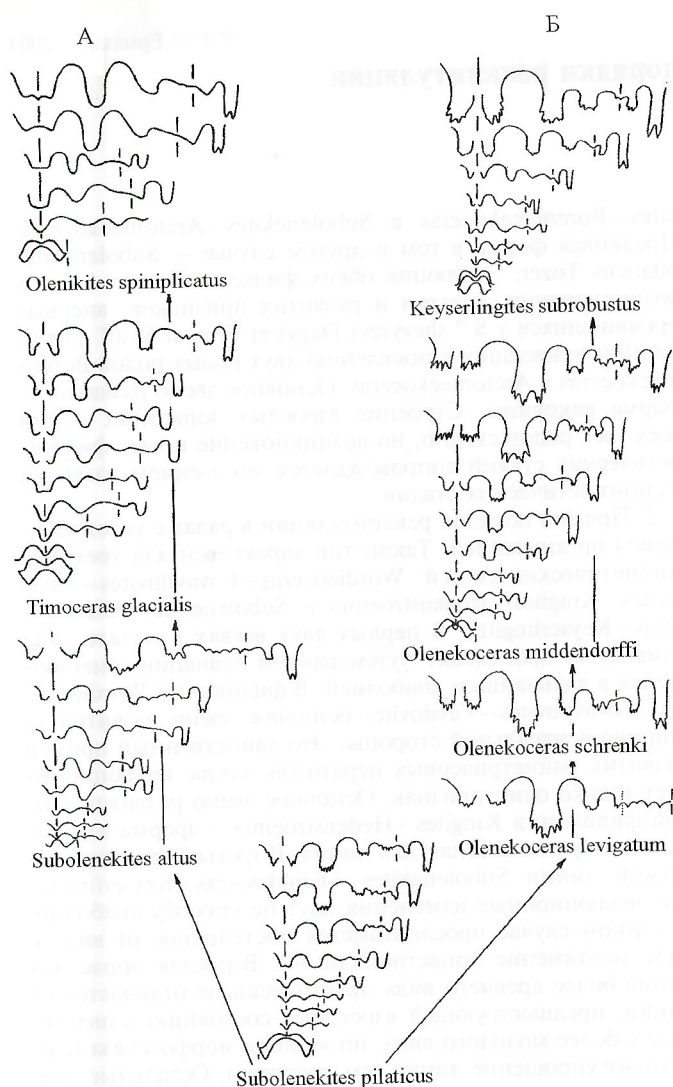


Схема филогенеза Subolenekites—Olenikites—Timoceras и Subolenekites—Olenekoceras—Keyserlingites:

прямой порядок в рядах с организацией: А — упрощающейся, Б — усложняющейся

ются изменения, ведущие в сторону усложнения организации, сопровождающиеся ускорением развития палингенетических стадий, а в конце ряда происходит изменение развития в сторону упрощения организации. Предков первой филолинии следует искать, вероятно, в западной части Бореальной области. Наиболее реальная предковая форма — один из ранних видов рода *Nurphiceras*. Развитие в сторону усложнения лопастной линии, увеличения размеров раковины и вздутости в приумбиликальной части привело к появлению рода *Metophiceras*. В восточной части Бореальной области известен только один вид этого рода, являющийся иммигрантом и родоначальником эндемичного рода *Sakhaitoides*. К его появлению привело развитие ряда в сторону усложнения организации. Дальнейшее развитие такой филолинии пошло по пути филогенетической деградации. Первые упрощающие изменения появились у рода *Sakhaites* и коснулись только строения лопастной линии. В дальнейшем упрощающие изменения проявились в форме раковины и в еще большем упрощении лопастной линии, что привело к появлению рода *Kelteroceras*. Модус эволюции филогенетической линии *Metophiceras—Sakhaitoides—Sakhaites—Kelteroceras* — анаболия, а основное звено развития — строение лопастной линии, размеры и степень вздутости приумбиликаль-

ной части раковины. Основное звено развития филолинии *Xenoceltites—Bajarunia—Nordophiceras—Pseudosvalbardiceras* является лопастная линия и форма раковины. В начале ряда путем поздней девиации наблюдаются усложняющие изменения в строении лопастной линии, приведшие к появлению рода *Bajarunia*. Затем происходит вполне закономерная смена способа эволюции основного звена и все последующие изменения лопастной линии осуществляются по способу анаболии. В конце ряда усложняющие изменения лопастной линии уступают место упрощающим. Это общий ход эволюции данного филогенетического ряда с лопастной линией в качестве основного звена развития. Он осложняется тем, что на различных стадиях морфогенеза основным звеном развития помимо лопастной линии становятся скульптура или форма раковины. Так, к появлению рода *Nordophiceras* привело не только усложнение лопастной линии, но и появление путем поздней девиации своеобразной скульптуры в виде параболических линий и бугорков. В общем для филолинии данный признак не является эволюционирующим, а для рода *Nordophiceras* его следует рассматривать как основное звено развития. Род *Pseudosvalbardiceras* обязан своим появлением не только упрощению лопастной линии, но и уплощению вентральной стороны, впервые наблюдавшемуся у отдельных форм ранних, а затем в полной мере проявившемуся в морфогенезе поздних *Nordophiceras*. Благодаря онтогенетическому ускорению стадия уплощения вентральной стороны в индивидуальном морфогенезе *Pseudosvalbardiceras* сдвинута на предпоследний оборот. В данном случае форма вентральной стороны раковины становится основным звеном развития для двух более молодых родов филолинии *Xenoceltites—Bajarunia—Nordophiceras—Pseudosvalbardiceras*. Основным звеном развития третьей филогенетической линии *Xenoceltites—Boreoceras—Epiboreoceras—Praesibirites—Parasibirites—Sibirites* является скульптура. В начале филогенетического ряда путем поздней девиации возникают скульптурные образования в виде бугорков, в дальнейшем по способу анаболии бугорки усиливаются до шипов, появляются ребра, переходящие на вентральную сторону, а на пересечении ребрами вентро-латерального края формируются бугорки. В конце филогенетического ряда в результате филогенетической деградации интенсивность скульптуры ослабевает и остаются только поперечные ребра, перекидывающиеся на вентральную сторону. Одновременно с ослаблением скульптуры происходит упрощение лопастной линии.

5. Сочетание прямого и сложного порядков в рядах с усложняющейся организацией. Среди палеозойских аммоноидей подобного сочетания прямого и сложного порядков рекапитуляции не рассматривалось [3]. Такой тип рекапитуляции характерен только для одного филогенетического ряда раннетриасовых аммоноидей: *Anaxenaspis—Lepiskites—Clypeoceratoides—Koninckitoides*. Здесь в начале филогенетического ряда изменения идут в сторону усложнения организации (прямой порядок). Такой ход эволюционного развития характерен для родов *Anaxenaspis* и *Lepiskites*. В индивидуальном морфогенезе раковина *Clypeoceratoides* проходит четыре стадии развития: 1) эволютная (*Anaxenaspis*), 2) полуэволютная (*Lepiskites*), 3) инволютная, которая у рода *Clypeoceratoides* не распространяется до взрослого состояния (обратный порядок) и 4) раковина вновь становится полуэволютной, а затем и эволютной, т.е. в конце морфогенеза ход эволюции становится регрессивным. Изменение направления развития в сторону упрощения организации коснулось только формы раковины. Есть и другой эволюционирующий признак: лопастная линия — продолжает развитие в сторону усложнения организации и только с появлением рода *Koninckitoides* происходит упрощение лопастной линии. Смена направления развития у различ-

ных эволюционирующих признаков может происходить на различных стадиях морфогенеза. Все изменения в рассматриваемой филологии происходят по способу анаболии, а основное звено развития — лопастная линия и степень инволютности раковины.

В заключение следует отметить, что прямой порядок рекапитуляции и сочетание его типов у раннетриасовых аммоноидей востока Бореальной области явно преобладает. Вне зависимости от хода эволюции в сторону усложнения организации или ее упрощения прямой порядок дает наиболее полный материал для восстановления конкретной филогении, особенно при изменениях по способу анаболии. Для раннетриасовых бореальных аммоноидей характерны три типа прямого порядка рекапитуляции: 1) собственно прямой порядок, когда предшествующие стадии древнее последующих; 2) прямой порядок в рядах с усложняющейся организацией и 3) прямой порядок в рядах с упрощающейся организацией. Примеров обратного порядка рекапитуляции ни у палеозойских, ни у раннетриасовых аммоноидей не наблюдалось. Только в начале филогенетического ряда палеозойского семейства Somoholidae и триасового рода Clupeoceratoides появляются новые усложняющие изменения, нераспространяющиеся до взрослого состояния, что типично для обратного порядка рекапитуляции. В целом же эволюционные изменения семейства Somoholidae отнесены к сложному порядку, а

триасовой филологии Anaxenaspis—Lepiskites—Clupeoceratoides—Koninckitoides — к сочетанию прямого порядка рекапитуляции в рядах с усложняющейся организацией со сложным.

Благодаря тому, что для раннетриасовых аммоноидей востока Бореальной области преобладает прямой порядок рекапитуляции, наиболее распространенный модус эволюции — анаболия, а основное звено развития — лопастная линия, восстановление истинного хода эволюции особых затруднений не вызывает. При этом, кроме онтогенетического и принципа основного звена необходимо учитывать другие принципы исследования, и прежде всего хронологический.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 02-05-64404) и РФФИ-Арктика (проект № 03-05-96002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Крыжановский С.Г. Принцип рекапитуляции и условия исторического понимания развития / Сборник памяти акад. А.Н.Северцова. 1939. Т. 1. С. 281—382.
2. Михайлова И.А. Система и филогения меловых аммоноидей. — М.: Наука, 1983.
3. Руженцев В.Е. Принципы систематики, система и филогения палеозойских аммоноидей. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.
4. Северцов А.Н. Морфологические закономерности эволюции. — М., Л., 1939.

Памяти Владимира Алексеевича Амузинского

Геологическая общественность понесла тяжелую утрату. Ушел из жизни яркий человек, талантливый ученый, удачливый первооткрыватель. 8 сентября 2003 г. скоропостижно скончался заведующий лабораторией геологии рудных месторождений Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, доктор геолого-минералогических наук Владимир Алексеевич Амузинский.

В.А.Амузинский родился 6 января 1942 г. на берегу р.Витим, знаменитой своими Бодайбинскими золотыми приисками. Возможно, это во многом определило его призвание и судьбу. Окончив школу, он поступил на геологоразведочное отделение Якутского государственного университета и еще студентом начал активно заниматься научными исследованиями по золоту Аллах-Юня. В 1965 г. Владимир Алексеевич был приглашен на работу в Институт геологии ЯФ СО АН СССР. Здесь под научным руководством Ю.П.Ивенсена он прошел отличную научную школу и в 1973 г. защитил кандидатскую диссертацию на тему «Распределение золота в магматических комплексах и малосульфидная золото-кварцевая формация Верхоянских мегаантиклинория». В 1974 г. Владимир Алексеевич перешел во вновь созданную лабораторию геологии золоторудных месторождений, где, работая под руководством Н.В.Нестерова, он смог придать своим фундаментальным разработкам практическую значимость. В 1985 г. В.А.Амузинский был избран на должность заведующего лабораторией геологии россыпных и коренных месторождений золота, преобразованную в 1998 г. в лабораторию геологии рудных месторождений, которую возглавлял до конца своих дней. В период с 1988 по 1992 гг. В.А.Амузинский работал заместителем директора по науке ИГН СО РАН.

В 2002 г. Владимир Алексеевич защитил диссертацию на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук «Металлогенические эпохи и золотоносность рудных комплексов Верхоянской складчатой области».

В.А.Амузинский — один из ведущих специалистов по металлогении Северо-Востока Азии, признанный в Республике Саха (Якутия) эксперт по золоторудным месторождениям, автор более чем 150 научных работ, из которых 10 монографий. Его работы посвящены геоисторическому металлогеническому анализу Верхоянской металлогенической провинции, обоснованию главных этапов ее металлогенической эволюции и наиболее продуктивных металлогенических эпох, выяснению условий формирования крупных и уникальных месторождений золота. Владимир Алексеевич попытался создать системную классификацию рудных объектов геотектонических областей, провел типизацию золотоносных рудных комплексов и формаций по геодинамическим, геолого-генетическим и тектоническим условиям образования, закономерностям размещения.

Под его руководством и при его личном участии выполнены обобщающие работы по закономерностям размещения золотого оруденения в структурах Куларского поднятия, Западного и Южного Верхоянья, Верхнеиндигирского района. Им разработана комплексная система критериев прогнозирования золотого оруденения, которая успешно используется при оценке месторождений различных геолого-промышленных типов Восточной Якутии. При его непосредственном участии были разработаны рекомендации, приведшие к открытию крупных золоторудных месторождений (Кючюс и Бадран). В последние годы такие же исследования он проводил в Южной Якутии (месторождения Самолазовское, Кур, Притрассовое, Верхний Тимптон).

По инициативе В.А.Амузинского в Институте создавался «Атлас золота Якутии». Были систематизированы мате-



риалы по главнейшим горнодобывающим районам Якутии. В результате вышли две коллективные монографии по самородному золоту Верхнеиндигирского и Куларского районов. В 2001 г. увидела свет обобщающая монография по Сарылахскому месторождению.

При изучении минерального состава руд Хачакчанского рудопоявления, относящегося к позднемезозойскому серебро-свинцовому типу оруденения Верхояно-Колымской складчатой области, В.А.Амузинским с коллегами в 1995 г. был открыт новый минерал — ленаит AgFeS_2 , названный в честь р.Лена.

Владимир Алексеевич был удивительно увлеченным человеком. Одно из его увлечений — история золотодобычи в России. Он занимался этим как профессионал-историк. Многие дни проводил в архивах Якутска, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга, запрашивал материалы в центральном архиве, совместно работал с историками. В результате появилась ретроспективная оценка состояния золотодобычи Якутии, история Тамгинского железорудного завода, было открыто Нежданкинское месторождение, серебряные руды Верхоянья. Владимир Алексеевич мечтал создать летопись геологических изысканий в Якутии, являясь одним из лучших знатоков истории Второй Камчатской экспедиции, драматической истории геологических изысканий на Северо-Востоке России. Благодаря его деятельному участию были изданы многие архивные, в т.ч. раритетные, документы.

Светлая память об этом отзывчивом друге, неутомимом исследователе, неординарном человеке, крупном знатоке геологии золота Северо-Востока России надолго сохранится в сердцах друзей и коллег.

*Друзья, коллеги, коллектив ИГАБМ СО РАН
Редколлегия журнала «Отечественная геология»*

Contents

ORE DEPOSITS

- Amuzinsky V.A.**
Geohistoric analysis of ore formation in the Verkhoyansk metallogenetic province.
- Alpatov V.V.**
Zoning of disseminated mineralization within Nezhdaninskoye gold deposit.
- Anisimova G.S.**
Micromineralogy of Shirokinsky gold ore cluster (Sette-Daban, Yakutia)
- Kostin A.V.**
Zoning of Arkachan Au-Cu deposit (Western Verkhoyansk area)
- Blinov A.A.**
Structure of differentiated alluvium in zones of gold fine particles concentration.

PETROLOGY, MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY

- Trunilina V.A., Zaitsev A.I., Orlov Yu.S., Ivanov A.I.**
Petrogenetic features of igneous rocks at Deputatskoye ore field.
- Zaitsev A.I.**
Rb-Sr age and source of vein material in tin ore occurrences of Ilintas deposit (Derbeke-Nelgesinsk ore zone, Eastern Yakutia)
- Barashkov Yu.P., Altukhova Z.A.**
Diamond distribution in vertical section of Udachnaya West and Udachnaya East kimberlite pipes (Yakutia)
- Oleinikov O.B., Bikbayeva E.E., Zaitsev A.I.**
Xenoliths of graphitic metamorphic basement rocks in Sytykan and Komsomol kimberlite pipes.
- Shkodzinsky V.S.**
Origin of oceanic and subduction magmas (model of global magmatic fractionation)
- Syundyukov Sh.A.**
Sources of rare and rare-earth elements in the lend basin deposits

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Prokopyev A.V., Bakharev A.G., Toro H., Miller E.L., Hourigen G.K., Dumitru T.A.**
3 Mid-Paleozoic continental margin magmatism and Mesozoic metamorphic events of North Asian craton — Okhotsk terrain conjunction zone 57
- Oxman V.S., Ivensen G.V., Suzdalova N.I., Krayev A.A.**
15 Geodynamic environments of Late Paleozoic—Mesozoic rock formation of Kular-Nersky belt and Inyali-Debinsky sinclorium 64
- Imayev V.S., Imayeva L.P., Kozmin B.M.**
20 Dynamic of seismotectonic processes in conjunction zone of Eurasian, North American and Okhotsk Sea plates (N.-E. Asia) . 69
- Stogniy G.A., Stogniy V.V., Babkina T.G.**
24 Adycha-Tarynsk Au-Sb zone: geological/geophysical aspect . . 75
- Tretyakov F.F.**
30 Darpir and Ulakhan faults: modern interpretation 78
- Kaskevich G.E.**
Principles and techniques of structural-geomorphological regionalisation of Eastern Yakutiya's orogenic areas 80
- Tarabukin V.P., Raymers A.N., Nefyodova I.V.**
34 Evaluation of erosional truncation of Nakynskoye field's kimberlite pipes 84
- PALEONTOLOGY AND STRATIGRAPHY**
- Budnicov I.V., Grinenko V.S., Kleis A.G., Kutygin R.V., Sivchikov V.E.**
41 Formation model of Upper Paleozoic deposits of the Eastern Siberian platform and its folded framing 86
- Baranov V.V., Alkhovik T.S.**
47 Conodonts of Gagievodus Baranov et Alkhovik, gen. nov., and Vialoviodus Gagiev genera in Lower Devonian of N.-E. Asia . 92
- Yermakova S.P.**
51 Moduses of ontophylogenetic changes and recapitulation orders of boreal Early Triassic ceratites. 97
- 55 Memory of Vladimir Alexeevich Amusinsky 100