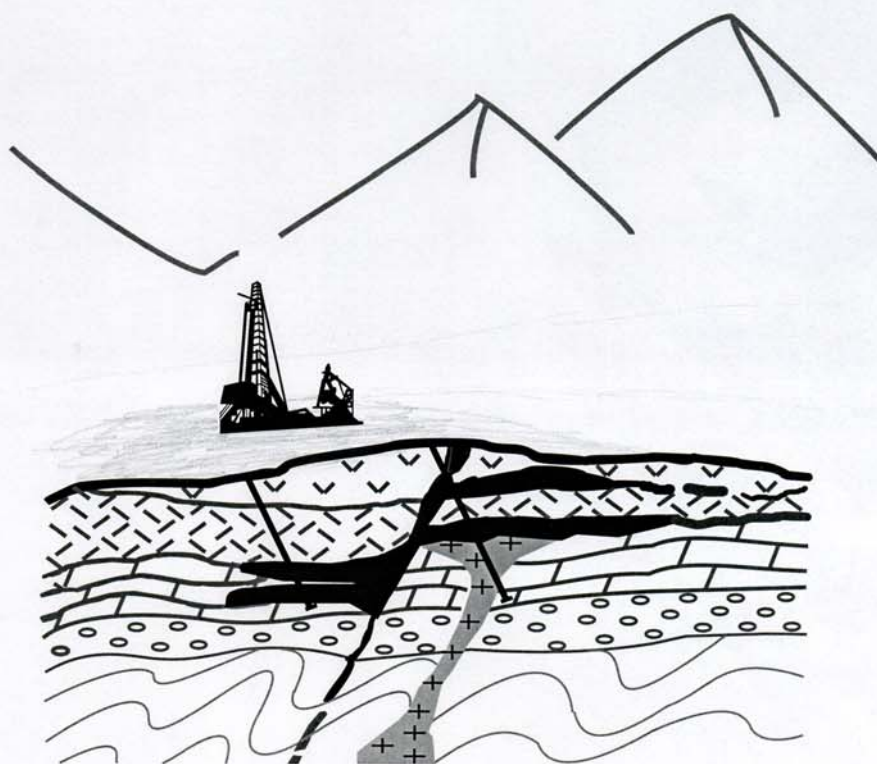


ISSN 0130-108X



ИЗВЕСТИЯ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ СЕКЦИИ НАУК О ЗЕМЛЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ ЕСТЕСТВЕННЫХ НАУК

**ГЕОЛОГИЯ,
ПОИСКИ И РАЗВЕДКА
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**



2009

№ 1 (34)

ИЗВЕСТИЯ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ СЕКЦИИ НАУК О ЗЕМЛЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ ЕСТЕСТВЕННЫХ НАУК

ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

№ 1 (34)

Издательство Иркутского
государственного технического университета

2009

**УДК 550: 553 ИЗВЕСТИЯ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ СЕКЦИИ НАУК О ЗЕМЛЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ ЕСТЕСТВЕННЫХ НАУК. Геология, поиски и разведка
рудных месторождений.** – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2009. – № 1(34). – 185 с.

Опубликованы статьи по металлогении, геологии и геохимии рудных районов и месторождений, а также по технологиям геологоразведочных работ.

Материалы предназначены для научных работников вузов, НИИ, геологов-практиков и студентов.

Редакционная коллегия:

Главный редактор – проф. Ж.В. Семинский, действительный член РАЕН, ИрГТУ.

Заместители главного редактора

– проф. А.П. Кочнев, член-корреспондент РАЕН, ИрГТУ;

– проф. М.С. Учитель, ИрГТУ.

Члены редколлегии:

проф. В.М. Старостин, действительный член РАЕН, Московский государственный университет; проф. В.Е. Бойцов, действительный член РАЕН, Московский государственный геологоразведочный университет; проф. Р.М. Лобацкая, действительный член РАЕН, ИрГТУ; проф. В.Ю. Фридовский, действительный член РАЕН, Якутский государственный университет; проф. А.Г. Дмитриев, член-корреспондент РАЕН, ИрГТУ; проф. В.А. Филонюк, член-корреспондент РАЕН, ИрГТУ; доц. Н.А. Буглов, член-корреспондент РАЕН, ИрГТУ; проф. А.Н. Иванов, действительный член АВШ, ИрГТУ; проф. Ю.В. Лир, Санкт-Петербургская горно-геологическая академия — Горный институт; проф. В.А. Душин, Уральская горно-геологическая академия; проф. А.Ф. Коробейников, Томский политехнический университет; проф. А.И. Сизых, Иркутский государственный университет; проф. А.И. Трубачев, Читинский государственный университет; проф. Н.А.Макаров, Красноярский институт горного дела, геологии и геотехнологии Сибирского федерального университета; проф. И.И. Верховзин.

Ответственный редактор выпуска – проф. А.П. Кочнев, член-корреспондент РАЕН.

Ответственный секретарь – ст. преподаватель М.В. Яхно

Рекомендовано к изданию редакционно-издательским советом Иркутского государственного технического университета.

Адрес редакции: 664074, Иркутск, Лермонтова, 83, Иркутский государственный технический университет.

© Иркутский государственный
технический университет, 2009

СОДЕРЖАНИЕ

Геология и методика поисков и разведки месторождений полезных ископаемых

Барышев А.С., Егоров К.Н., Кошкарев Д.А. Минерагенические зоны юга Сибирской платформы.....	5
Хрусталеv В.К. Благоприятнометаллная плитотектоническая минерация Удино-Витимской островодужной системы палеозойд Западного Забайкалья	18
Иванов А.И. Месторождение «Ыканское» – новый тип коренных месторождений золота сульфидного типа в Бодайбинском рудном районе	27
Бузов С.А. Структурный контроль золотого оруденения на участке Владимирский (Восточные Саяны)	37
Кочнев А.П., Мисюркеева Н.В. Геотектоническая позиция Байкало-Патомского пегматитового пояса	45
Тонких М.Е. О висмутовой минерализации в поле развития траппов Ангаро-Ковинского междуречья.....	53

Минералогия, геохимия, петрография

Одгэрэл Д., Антипин В.С. Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайкавая серия известково-щелочных, щелочных и редкометалльных гранитоидов Центральной Монголии.....	58
Никанюк Т.С., Мальцева Г.Д. Вещественный состав – основа для технологической оценки золотосодержащих руд Верхне-Алиинского месторождения...	69
Пунишко О.А., Евдокимов А.В. Особенности химического состава самородного золота по данным технологических исследований.....	77
Мирошникова Л.К. Особенности строения геохимического поля осадочных отложений нижнего-среднего палеозоя площади Талнахского рудного узла.....	81
Филиппова Л.А., Юркова И.В. Геохимическое влияние малых свалок на окружающую среду.....	92
Замана Л.В., Усманов М.Т. Эколого-гидрогеохимическая характеристика водных объектов золотопромышленных разработок Балеиско-Тасеевского рудного поля (Восточное Забайкалье).....	106
Яковлев Д.А., Костровицкий С.И., Алымова Н.В. Особенности вещественного состава кимберлитов Верхнемунского поля (Якутия).....	111

Магматизм, метаморфизм, тектоника

Ефремов С.В. Источники металлогенической специализации редкометалльных гранитоидов Центральной Чукотки.....	120
Задонина Н.В., Леви К.Г. Динамика вулканического процесса в мировой хронологии за последние 500 лет.....	127
Вилор Н.В., Ключевский А.В., Демьянович В.М., Русанов В.А., Шарпинский Д.Ю., Тащилин С. А. Уходящий поверхностный ИК поток тектонических разломов в корреляционных соотношениях с их сейсмологическими параметрами.....	133
Доничева Н.С., Кочнев А.П. Геоморфологические и неотектонические особенности территории Норильского рудного района.....	146

Технологии геологической разведки

Нескоромных В.В., Елисеев А.Д., Гринчук А.В., Надеяев А.А. Совершенствование технологии забуривания дополнительных стволов скважин в твердых и очень твердых горных породах отклонителями непрерывного действия.....	154
Новопашина А.В. Геоинформационный анализ сейсмических структур Байкальской рифтовой системы.....	160

Краткие сообщения

Соколова Т.С., Иванова Л.А. Медьсодержащий турмалин «Параиба».....	170
---	-----

Память о них сохраним

Сергей Андреевич Вахромеев (1899-1983).....	176
Гелий Сергеевич Вахромеев (1934-2000).....	178
Вахромеев А.Г. Сибирская геологическая династия Вахромеевых.....	180
К сведению авторов.....	183

Геология и методика поисков и разведки месторождений полезных ископаемых

УДК 551.24.553 (31. 41. 43.44. 45.81)

А.С. Барышев¹, К.Н. Егоров², Д.А. Кошкарев³

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Минерагения юга Сибирской платформы рассмотрена с позиций ее обусловленности структурно-вещественными неоднородностями верхней мантии и литосферы, решающей роли глубинных флюидов и зон повышенной проницаемости в образовании рудных скоплений. Выделены четыре минерагенические зоны: Присаянская, Удино-Тунгусская, Ангара-Вилуйская и Лено-Тунгусская. Каждая зона имеет свой глубинный структурный каркас и определенные различия в металлогении по нахождению в них алмазов, железа, золота, олова, меди, свинца, цинка.

Ключевые слова: Сибирская платформа, минерагенические зоны, алмазы, железо, золото, олово, медь, свинец, цинк.

Библиогр. 19 назв. Ил. 3.

MINERAGENIC ZONES OF THE SOUTH OF SIBERIAN PLATFORM

A.S. Baryshev¹, K.N. Egorov², D.A. Koshkarev³

Minerageny of the South of Siberian platform is considered in the context of structural and compositional heterogeneity of the upper mantle and lithosphere and the decisive role of deep fluids and fault zones in the ore body formation. Four mineragenic zones are distinguished, namely: Prisayanskaya, Udino-Tungusskaya, Angaro-Vilyiskaya and Leno-Tungusskaya. Every zone is characterized by its own deep structural framework and specific differences in metallogeny according to the presence of diamonds, iron, gold, tin, copper, lead and zinc.

Key words: Siberian platform, mineragenic zones, diamonds, iron, gold, tin, copper, lead, zinc.

19 sources. 3 figures.

Современное глубинное строение юга Сибирской платформы рассматривается на уровнях трех поверхностей: фун-

дамента, Мохоровичича (подшвы земной коры) и астеносферы (рис. 1).

Астеносфера. Глубинные магнито-

¹Барышев Алексей Семенович – доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института земной коры СО РАН, 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, тел.: (3952) 41-31-78.

²Егоров Константин Николаевич – кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией ИЗК СО РАН, 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, тел.: (3952) 42-54-34, e-mail: egorov@crust.irk.ru

³Кошкарев Денис Анатольевич – кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Института земной коры СО РАН, 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, тел.: (3952) 425448, e-mail: koshckar@crust.irk.ru

¹Baryshev Aleksey Semenovich – a doctor of geological and mineralogical sciences, a senior research worker of the Institute of the Earth's crust of Siberian Department of Russian Academy of Sciences, 664033, Irkutsk, 128 Lermontov St, tel.: (3952) 41-31-78.

²Egorov Konstantin Nikolayevich – a candidate of geological and mineralogical sciences, the head of the laboratory of the Institute of the Earth's crust of Siberian Department of Russian Academy of Sciences. 128 Lermontov St., Irkutsk, 664074. phone: (3952) 42-54-34, e-mail: egorov@crust.irk.ru

³Koshkarev Denis Anatolyevich – a candidate of geological and mineralogical sciences, a scientific worker of the Institute of the Earth's crust of Siberian Department of Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St., Irkutsk, 664033, tel.: (3952) 42-54-48, e-mail: koshckar@crust.irk.ru

теллурические зондирования показали, что астеносфера на юге Восточной Сибири не образует непрерывного слоя на квазиедином уровне, а распадается на три астенолинзы: Саяно-Байкальскую, Ангара-Тунгусскую и Вилуюскую [11]. Глубина до поверхности астеносферы колеблется от 60-80 км до 200-250 км. Низкое стояние поверхности астеносферы характеризует кратонные области, высокое – области деформированной литосферы архейского кратона. Астенолинзы ограничивают ядра кратонов с мощной литосферой (~ 250 км). Области кратонизации охватывают пространство, занимаемое Ангара-Непско-Ботубинской и Байкитской антеклизмами. В пределах платформы астенолинзам пространственно соответствуют синеклизы. Ангара-Тунгусская астенолинза определила место формирования Присяно-Енисейской и Тунгусской синеклиз.

Земная кора. На юге Сибирской платформы рельеф подошвы земной коры также весьма сильно расчленен по латерали – диапазон глубин колеблется от 35 до 50 км. Наиболее низкое положение подошвы коры характерно для Восточного Саяна, Енисейского кряжа и центральной части южного сегмента платформы. Наиболее высокое стояние подошвы земной коры (36-38 км) наблюдается как на платформе, так и в Байкальской складчатой области. Выделяются четыре крупных морфологических элемента: Байкало-Енисейская и Ия-Тунгусская депрессионные структуры, Байкало-Байкитская и Байкало-Вилуюская валообразные структуры. Байкало-Енисейская депрессионная структура контрастно выделяется наиболее низкими отметками рельефа подошвы земной коры, колеблющимися от 50 до 44 км. Ия-Тунгусская депрессионная структура занимает биссекторную часть платформы и состоит из системы впадин, прослеживающихся в виде пологой дуги от Восточного Саяна на юге до р. Таймуры на севере.

Фундамент платформы. Поверхность фундамента платформы характеризуется контрастно-выраженной блоковой структурой, которая определяется систе-

мами корово-мантийных и коровых разломов, с перепадом абсолютных отметок от 1,3 до 8,5 км. Максимальное дифференцированное погружение (до 8,0-8,5 км) крупных блоков отмечается в пределах Тунгусской и Присяно-Енисейской синеклиз, где морфологически выраженные уступы достигают 1,0-1,5 км. В Присянском прогибе, ограниченном Бирюсинским и Присяно-Енисейским глубинными разломами, фундамент погружен от 5,0 до 8,0 км, с возрастанием в юго-западном направлении. В Предпатомском прогибе фундамент опущен до 4,5 км [8]. Пространственный анализ соотношений в разрезе поверхностей астеносферы, подошвы земной коры и фундамента платформы показывает принципиальные различия в глубинном строении синеклиз. Если для Присяно-Енисейской и Вилуюской синеклиз характерны подъем поверхности астеносферы, подъем подошвы земной коры и погружение поверхности фундамента, то в Тунгусской синеклизе наблюдается подъем поверхности астеносферы, опускание подошвы земной коры, погружение поверхности фундамента.

В пределах антеклиз фундамент воздымается до 2 км и менее. В северной части Ангара-Непско-Ботубинской антеклизы выделяется Непско-Ботубинское сводовое поднятие, которое протягивается в северо-восточном направлении на 600 км. Наиболее приподнятым структурным элементом Непско-Ботубинского сводового поднятия является Верхнечонское локальное поднятие, где фундамент вскрыт на глубине 1250 м. В западном борту Ангара-Непско-Ботубинской антеклизы выделяются (с севера на юг): Наканновский выступ, Алтыбское поднятие, Тэтэрский, Чуна-Топорокский и Тулунский выступы. В Присянской мобильной зоне выделены Туманшетский выступ и высокоподнятые Тагульский и Серебровский блоки.

По геолого-геофизическим данным выделены глубинные (корово-мантийные и коровые) разломы, которые по пространственной ориентировке группируются в четыре системы: субмеридиональную, суб-

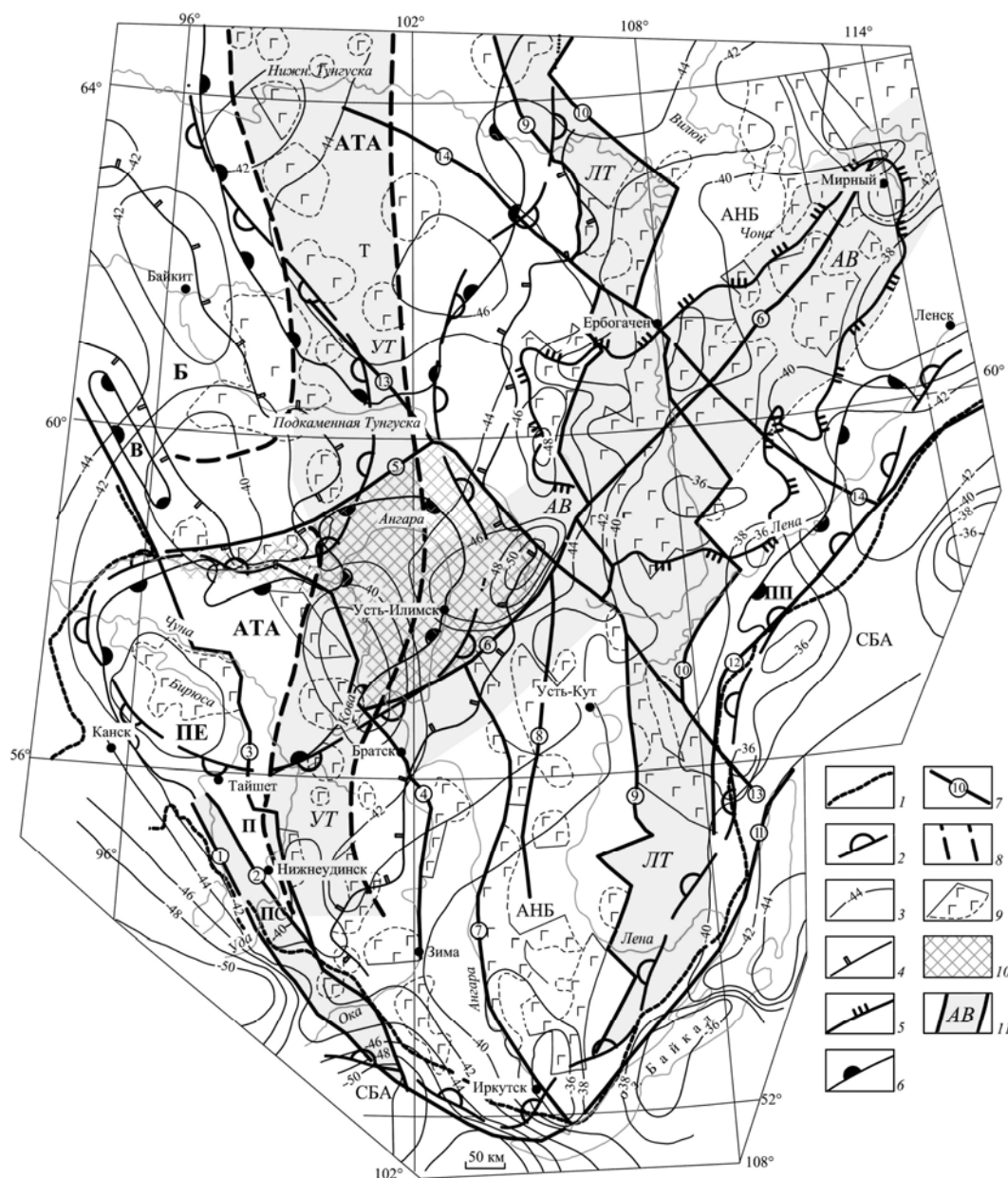


Рис. 1. Глубинное строение юга Сибирской платформы и положение минерагенических зон:

1 – граница распространения осадочного чехла платформы; 2 – контуры кратонов и астенолинз (по изогипсе подошвы литосферы – 130 км). Астенолинзы, разделяющие и ограничивающие кратоны: Ангаро-Тунгусская (АТА), Саяно-Байкальская (СБА); 3 – изогипсы раздела Мохоровичича (подошвы земной коры, в км); 4 – антеклизы (по изогипсе фундамента – 3,0 км): Ангаро-Непско-Ботуобинская (АНБ), Байкитская (Б); 5 – контур Непско-Ботуобинского сводового поднятия (по изогипсе фундамента – 2,0 км); 6 – синеклизы и впадины (по изогипсе фундамента – 5 км): Присяно-Енисейская (ПЕ), Тунгусская (Т), Вельминская (В). Прогибы: Присянский (ПС), Предпато́мский (ПП); 7 – глубинные (корово-мантийные и коровые) разломы региональные: 1 – Главный Саянский, 2 – Бирюсинский, 3 – Присяно-Енисейский, 4 – Окино-Вихоревский, 5 – Ангаро-Катангский, 6 – Ангаро-Вилуйский, 7 – Ангарский, 8 – Каймоново-Кутский, 9 – Таймыро-Байкальский (западный), 10 – Таймыро-Байкальский (восточный), 11 – Приморский, 12 – Аkitкано-Джербинский, 13 – Байкало-Катангский, 14 – Витимо-Тунгусский; 8 – мантийно-коровая трансгеоблоковая ослабленная тектоническая зона (по данным ГСЗ); 9 – глубинные диапиры и зоны основного-ультраосновного состава (в том числе эклогиты и серпентиниты); 10 – Катангско-Ковинский интенсивно базифицированный блок; 11 – минерагенические зоны: Присянская (ПС), Удино-Тунгусская (УТ), Ангаро-Вилуйская (АВ), Лено-Тунгусская (ЛТ)

широтную, северо-восточную и северо-западную. Пересекаясь, глубинные разломы образуют узлы разной сложности в зависимости от числа и направлений разрывов. Наиболее крупными (по протяженности) региональными разломами являются: Окино-Вихоревский, Ангарский, Каймоново-Кутский, Западный Таймыро-Байкальский и Восточный Таймыро-Байкальский – субмеридиональные; Ангаро-Катский, Ангаро-Вилуйский, Приморский, Ачитканоджербинский – северо-восточные; Главный Саянский, Бирюсинский, Присяно-Енисейский, Байкало-Катангский, Витимотунгусский – северо-западные.

В процессе образования эндогенных рудных месторождений корово-мантийные и коровые разломы играют главенствующую роль, являясь распределительной системой для мантийного флюидопотока. Развитие же рудного процесса происходит по рудоконцентрирующим разрывам.

По геофизическим данным выделены мантийно-коровые магматические образования: глубинные диапиры и зоны основного-ультраосновного состава, эклогиты и серпентиниты (на рис. 1 они показаны интегрированным контуром). В основе их выделения в общей геологической среде лежат физические параметры – намагниченность и плотность. Критерием выделения глубинных диапиров и зон основного-ультраосновного состава является пространственное совмещение положительных магнитной и гравитационной аномалий. Критерием выделения эклогитов является положительная гравитационная аномалия на фоне нормального или пониженного магнитного поля. Критерием выделения серпентинитов является пространственное совмещение положительной магнитной и отрицательной гравитационной аномалий.

Глубинную структурную основу минерагенических зон составляют следующие геоструктурные элементы: Присянская краевая мобильная зона, Таймыро-Байкальский структурный шов, Ангаро-Вилуйская внутрикратонная зона разломов, Удино-Тунгусская трансгеоблоковая

ослабленная тектоническая зона, Катангско-Ковинский интенсивно базифицированный блок.

Присянская краевая мобильная зона является переходной от платформы к Саяно-Байкальской полициклической складчатой области. Присянская зона пространственно ограничена Главным Саянским и Бирюсинским глубинными разломами и характеризуется сложным блоковым строением.

Таймыро-Байкальский структурный шов, протягивающийся в субмеридиональном направлении и разделяющий раннеархейские (восточные) и позднеархейские (западные) складчатые системы. Шов пространственно ограничивают Восточный и Западный Таймыро-Байкальские глубинные разломы. Таймыро-Байкальская шовная зона рассекает архейский кратон и имеет характерные структурные элементы во всем разрезе земной коры. По подошве земной коры шов отражается локализованными поднятиями и опусканиями. Вдоль восточного Таймыро-Байкальского разлома, ограничивающего шов с востока, прослеживается цепь локальных поднятий амплитудой 2-4 км. Эта цепь поднятий прослеживается от оз. Байкал на юге до р. Нижняя Кочема на севере. Вдоль западного ограничения шва прослеживается серия локальных опусканий подошвы земной коры с амплитудой 4-6 км. По поверхности фундамента платформы шовная зона также характеризуется наличием локальных выступов и поднятий. В пределах собственно шва развит комплекс зеленокаменных трогов и гранит-зеленокаменных поясов [16].

Ангаро-Вилуйская внутрикратонная зона разломов проходит с юго-востока на северо-запад и по диагонали сечет Ангаро-Непско-Ботуобинскую антеклизу. Эта зона разломов характеризуется исключительно широким проявлением траппового магматизма в нижнем мезозое.

Удино-Тунгусская мантийно-коровая трансгеоблоковая ослабленная тектоническая зона, выявленная по данным глубинных сейсмических зондирований [19],

протягивается в субмеридиональном направлении от р. Уда на юге до р. Нижняя Тунгуска на севере. Эта зона пересекает Бирюсинско-Ангаро-Оленекский кратон в южной части, область деструктурированной литосферы в средней и Байкитский кратон в северной части. Повышенная проницаемость литосферы предопределила многочисленные проявления субщелочно-го магматического комплекса в нижнем мезозое. В северной части зоны выявлено Чадобецкое кимберлитовое поле мезозойского возраста.

Катангско-Ковинский блок имеет квазиизометричную форму и располагается в области тройного сочленения крупнейших платформенных структур: Ангаро-Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклиз и Присаяно-Енисейской синеклизы. Блок ограничен глубинными разломами: Ангаро-Катангским и Ангаро-Виллюйским северо-восточного направления; Окино-Вихоревским и Байкало-Катангским северо-западного простирания. В пределах блока поверхность фундамента платформы наклонена на запад с перепадом относительных отметок 3,0-7,0 км. Мощность консолидированной земной коры изменяется в очень широком диапазоне – от 46 км в восточной части блока до 31 км в западной. Главной особенностью блока является его интенсивная базификация, на это указывает резкое возрастание граничных скоростей упругих волн на поверхности фундамента до 6,9 км/с при нормальных значениях 6,1-6,15 км/с. Возрастание скорости обусловлено только повышением основности пород фундамента. Других блоков с подобным фундаментом на юге Сибирской платформы пока не обнаружено. Пространственная локализованность базификации предопределена положением блока в контуре астенотинзы и обусловлена проницаемостью литосферы в области сочленения Ангаро-Виллюйского глубинного регионального разлома с Удино-Тунгусской мантийно-коровой трансгеоблоковой ослабленной тектонической зоной.

На юге Сибирской платформы выделяются четыре минерагенические зоны:

Присаянская, Удино-Тунгусская, Ангаро-Виллюйская и Лено-Тунгусская (рис. 2). Каждая минерагеническая зона имеет свой глубинный структурный каркас и определенные различия в металлогении.

Присаянская минерагеническая зона структурно соотносится с Присаянской краевой мобильной зоной. Металлогения: редкие металлы (карбонатиты), золото, медь, свинец, цинк, олово, алмазы.

Удино-Тунгусская минерагеническая зона пространственно отвечает одноименной мантийно-коровой ослабленной тектонической зоне. Металлогения: железо, золото, олово, алмазы.

Ангаро-Виллюйская минерагеническая зона находится в границах одноименной внутрикратонной зоны глубинных разломов. Металлогения: железо, золото, олово, алмазы. Ранее она выделялась в качестве Ангаро-Виллюйского рудного пояса [10], но без четких пространственных границ.

Лено-Тунгусская минерагеническая зона в геологическом пространстве определяется Таймыро-Байкальским структурным швом. Металлогения: свинец, цинк, медь, золото, олово, алмазы.

Как видно из металлогении зон, наблюдается и общность в проявлениях алмазов, золота, олова, меди, свинца, цинка. Это обстоятельство позволяет изложить сведения о проявлениях полезных ископаемых целостно, без дифференциации по зонам.

Алмазы. Алмазоносность минерагенических зон описана нами ранее [3], что позволяет привести только результирующие данные (см. рис. 2).

Присаянская минерагеническая зона. В юго-восточной части зоны находится Ингашино поле слабоалмазоносных лампроитов верхнепротерозойского возраста, а в северо-западной – россыпь алмазов. В пределах зоны прогнозируются лампроиты рифейского и среднепалеозойского возрастов и выделяются две перспективные площади: Зиминско-Ингашинская и Ингашетская.

Удино-Тунгусская минерагеническая зона. В северной части зоны, в пределах Красноярского края, расположено Чадобец-

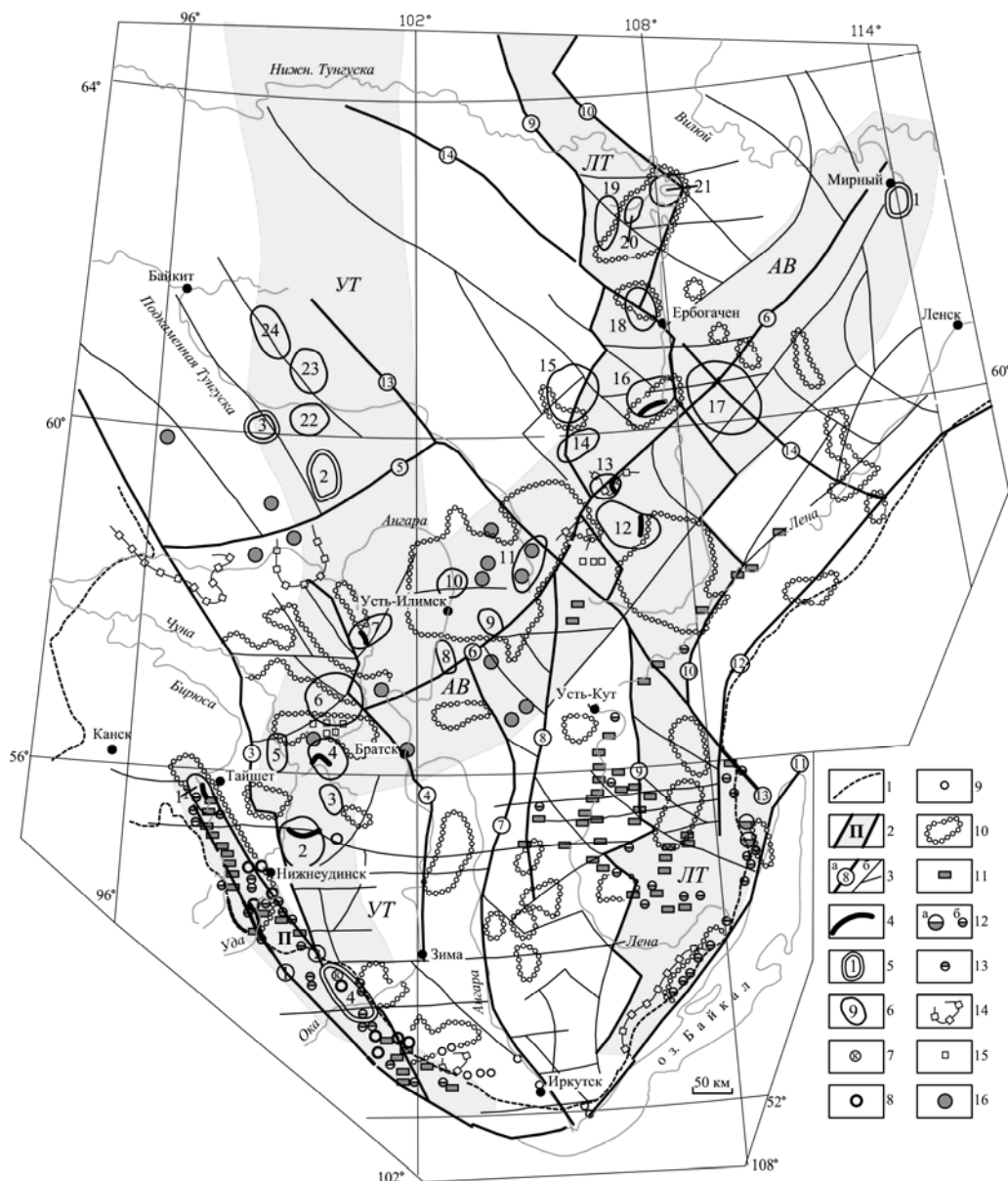


Рис. 2. Минерагенические зоны юга Сибирской платформы:

1 – граница распространения осадочного чехла платформы; 2 – минерагенические зоны: Присянская (П), Удино-Тунгусская (УТ), Ангаро-Вилуйская (АВ), Лено-Тунгусская (ЛТ); 3 – глубинные разломы региональные (а), прочие (б). Региональные разломы: 1 – Главный Саянский, 2 – Бирюсинский, 3 – Присяно-Енисейский, 4 – Окино-Вихоревский, 5 – Ангаро-Катангский, 6 – Ангаро-Вилуйский, 7 – Ангарский, 8 – Каймоново-Кутский, 9 – Таймыро-Байкальский (западный), 10 – Таймыро-Байкальский (восточный), 11 – Приморский, 12 – Ачиткано-Джербинский, 13 – Байкало-Катангский, 14 – Витимо-Тунгусский; 4 – россыпи алмазов (непромышленные); 5 – кимберлитовые и лампроитовые поля: 1 – Мирниское, 2 – Чадобецкое, 3 – Тайгино-Тарыдакское, 4 – Ингашиинское; 5 – прогнозируемые перспективные площади, адекватные кимберлитовому или лампроитовому полю: 1 – Ингашетская, 2 – Тангуй-Удинская, 3 – Андочинская, 4 – Чукишинская, 5 – Бирюсинско-Чунская, 6 – Мурская, 7 – Магдонская, 8 – Илимская, 9 – Тубинская, 10 – Тушамская, 11 – Верхнекатангская, 12 – Чангильская, 13 – Икская, 14 – Немуйская, 15 – Алтыбская, 16 – Ереминская, 17 – Верхне-Чонская, 18 – Верхне-Кочемская, 19 – Нижне-Кочемская, 20 – Верхне-Апкинская, 21 – Нижне-Апкинская, 22 – Тарыдакская, 23 – Шушукская, 24 – Хушмуканская; 7 – карбонатиты; 8 – проявления рудного золота; 9 – россыпи золота эксплуатировавшие; 10 – контуры илиховых ореолов золота; 11 – рудопоявления меди; 12 – месторождения (а) и рудопоявления (б) свинца и цинка; 13 – рудопоявления олова; 14 – илиховые ореолы касситерита; 15 – илиховые пробы с касситеритом; 16 – промышленные железорудные месторождения (крупные)

кое кимберлитовое поле мезозойского возраста, а также находятся россыпи алмазов. В южной части зоны выявлены только россыпи алмазов. В зоне прогнозируются коренные источники алмазов кимберлитового и лампроитового типов среднепалеозойского и мезозойского возрастов. Выделены шесть перспективных площадей: Тангуй-Удинская, Андочинская, Чукшинская, Бирюсинско-Чунская, Муро-Ковинская, Магдонская. В Красноярской части зоны другими исследователями выделены: Тарыдакская, Шушукская и Хушмуканская перспективные площади.

Ангаро-Вилуйская минерагеническая зона. В северо-восточной части зоны находится Мирнинское поле алмазоносных кимберлитов среднепалеозойского возраста. В юго-западной части зоны установлены только россыпи алмазов. Прогнозируются коренные источники алмазов кимберлитового типа и выделяются семь перспективных площадей: Илимская, Верхнекатангская, Тушамская, Тубинская, Икская, Чангильская и Верхнечонская.

Лено-Тунгусская минерагеническая зона. В зоне выявлены только россыпи алмазов. Прогнозируются коренные источники алмазов кимберлитового типа среднепалеозойского и мезозойского возрастов на площадях: Немуйской, Алтыбской, Ереминской, Верхнекочемской, Нижнекочемской, Нижнеапкинской, Верхнеапкинской.

Железо. Научно-прикладные вопросы поисков и количественной оценки железорудных месторождений на юге Сибирской платформы практически исчерпаны [2, 18]. Эффективное их решение геофизическими методами обусловлено контрастным различием физических параметров руд и вмещающих их пород: магнитной восприимчивости, плотности и электрического сопротивления. В то же время остался не до конца выясненным вопрос о генезисе и структурной позиции их размещения в геологическом пространстве.

Главные железорудные районы Ангарской провинции находятся в двух минерагенических зонах. Средне-Ангарский железорудный район располагается в

Удино-Тунгусской минерагенической зоне, а Ангаро-Илимский и Ангаро-Катский районы – в юго-западном окончании Ангаро-Вилуйской зоны. Однако их глубинную структурную позицию определяет региональная верхнемантийная неоднородность.

По мнению всех исследователей образование железорудных месторождений по времени сопряжено с тектоно-магматической активизацией. Некоторые исследователи [18] считают, что пространственно железорудные объекты связаны с внутриплатформенными бортами трапповых впадин-синеклиз. Однако следует заметить, что синеклизы формируются над апикальными частями астенолинз. Первопричиной проявления масштабного базитового магматизма и квазисинхронного с ним процесса образования железных руд является Саяно-Тунгусская астенолинза. Реальное существование астенолинзы делает предметной тектоно-магматическую активизацию и снимает вопросы энергетического обеспечения и рудного вещества. Астенолинза определила термический режим в занимаемом ею геологическом пространстве. В астенолинзе температура на поверхности Мохоровичича составляет 750-850°C, а температура солидуса достигается на глубинах 110-120 км и составляет 1200°C. В кратонной области, где астеносфера погружается до 200-250 км, температура на подошве земной коры равна 300-400°C [11]. Контур астенолинзы определяет и геологическое пространство, в котором при наличии других необходимых факторов образуются железорудные месторождения. Астенолинза обуславливает общий флюидопоток в литосфере и земной коре. Концентрация же металлогенных флюидов происходит в зонах повышенной проницаемости литосферы и, прежде всего, в глубинных разломах. В этом аспекте выявленная сеть глубинных разломов является распределительной системой для продвижения магматических расплавов и рудоносных флюидов. Следовательно, зоны глубинных разломов являются местами наиболее вероятного образования месторождений

железа. Положение железорудных объектов Ангарской провинции относительно глубинных разломов является тому иллюстрацией (рис. 3).

Месторождения железа в подавляющем большинстве располагаются в контуре Ангаро-Тунгусской астенолинзы, тяготея к ее краевой части, которая условно очерчена по изогипсе кровли астеносферы – 150 км. Железорудные районы располагаются в узлах пересечения и сочленения глубинных разломов. Ангаро-Илимский железорудный район – в пространстве сочленения Окино-Вихоревского, Каймоново-Кутского и Ангаро-Вилуйского разломов. Ангаро-Катский железорудный район – в восточном углу Катангско-Ковинского блока и ограничивается Ангаро-Вилуйским и Байкало-Катангским разломами. Средне-Ангарский железорудный район – в северо-западном углу Катангско-Ковинского блока, в узле пересечения Ангаро-Катангского и Окино-Вихоревского разломов. Нижне-Тунгусский железорудный район с востока ограничен Таймыро-Байкальским (восточным) разломом. Нахождение незначительного числа месторождений в кратонной части вполне объяснимо, ибо тектоно-магматическая активизация охватывала и ее, но уже в значительно ослабленной форме.

В процессе изучения железорудных месторождений по мере накопления минералогических и геохимических данных изменялись и взгляды на их генезис. В настоящее время процесс формирования железорудных месторождений и полей представляется в виде трех крупных этапов: магматического, гидротермально-метасоматического и гипергенного. Ведущим является собственно магматический этап [1, 18]. Гидротермально-метасоматический этап играет роль сопутствующего при протекании высокотемпературного рудообразования, главным образом на регрессивной ветви развития рудно-магматической системы. В вертикальном разрезе (колонне) оруденения выделяются три зоны: нижняя, средняя и верхняя [18]. Нижняя зона представлена

гранулированными базальтами, базит-магнетитовыми гранулированными базальтами и базит-магнетитовыми штокообразными телами. Главным структурно-вещественным элементом средней зоны является собственно диатрема, выполненная преимущественно рудоносными взрывными брекчиями. В качестве сопутствующих образований присутствуют крутопадающие тела базитов. Основным структурно-вещественным комплексом верхней зоны являются кратерные раструбы диатрем с чашеобразными рудными залежами, а также радиально расходящиеся серии рудных жил. На всех крупных месторождениях оруденение прослежено до глубины 1,2 км без тенденции к выклиниванию. Общий вертикальный размах оруденения оценивается в 5-6 км.

Структурно-текстурные особенности рудных образований показывают, что процесс был многостадийным и прерывистым. Общей средой рудовмещения являются терригенные, терригенно-карбонатные, карбонатные, осадочно-вулканогенные породы в стратиграфическом диапазоне от кембрия до триаса, а также траппы. Преимущественность и избирательность рудоотложения в породах различного литологического состава определяется их реологическими свойствами. Благоприятными для рудоотложения являются трещинно-брекчиевые структуры.

Минеральный состав руд и измененных окорудных пород железорудных месторождений сравнительно постоянен, особенно в отношении рудных минералов. Главными рудными минералами являются магнетит и магномагнетит с различным содержанием магния. Характерным в минеральном облике железорудных образований является присутствие гранатов нескольких генераций [4].

Вулканогенное происхождение диатрем, вмещающих кимберлитовые и железорудные тела, определяет и меру их некоторого сходства. Общим для кимберлитов и месторождений железа ангаро-илимского типа является образование рудоконтролирующих структур одновре-

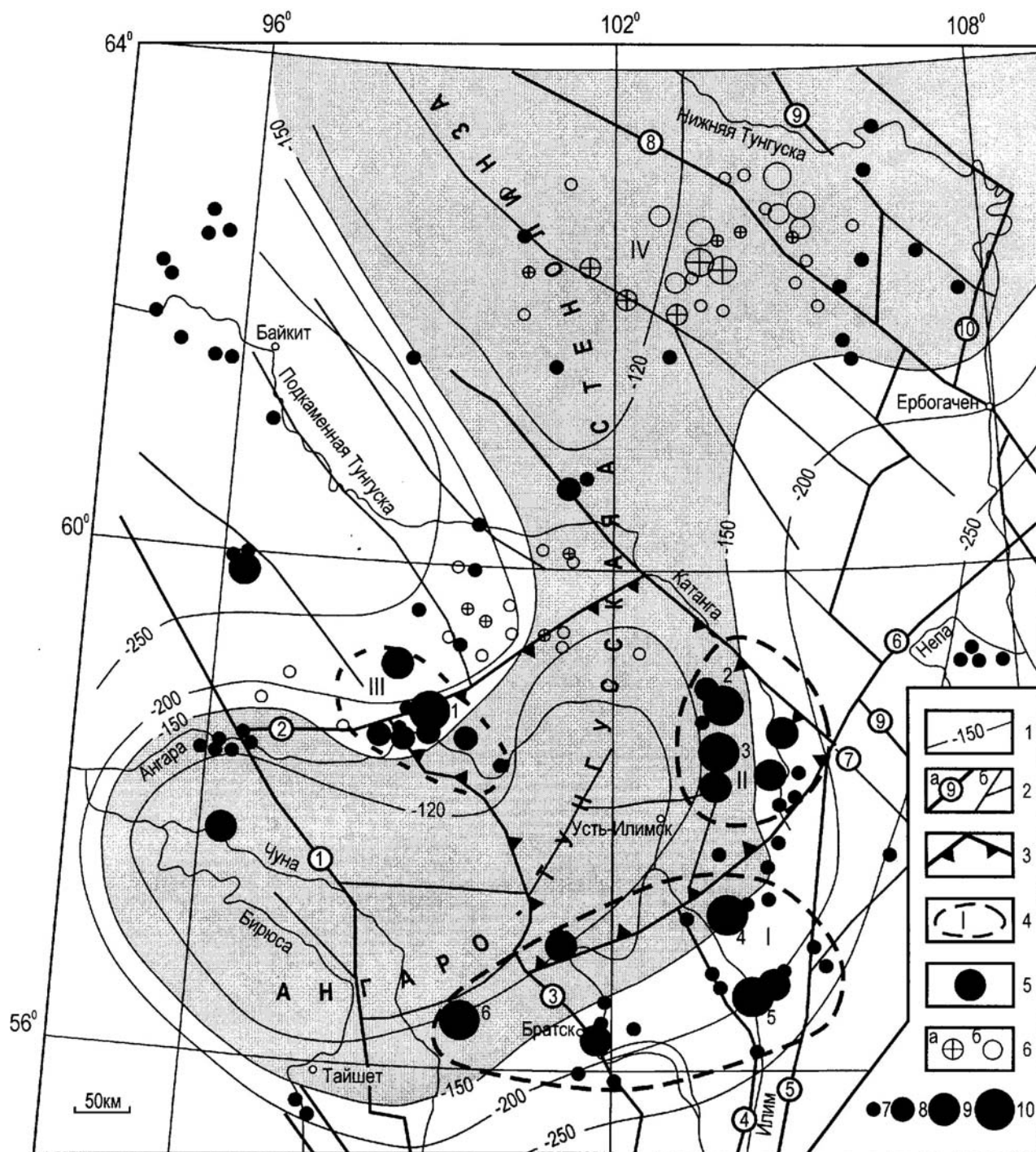


Рис. 3. Положение железорудных объектов Ангарской провинции в глубинной структуре:

1 – изогипсы поверхности астеносферы (в км); 2 – глубинные разломы региональные (а), прочие (б). Региональные разломы: 1 – Присяно-Енисейский, 2 – Ангаро-Катангский, 3 – Окино-Вихоревский, 4 – Ангарский, 5 – Каймоново-Кутский, 6 – Ангаро-Вилуйский, 7 – Байкало-Катангский, 8 – Витимо-Тунгусский, 9 – Таймыро-Байкальский (западный), 10 – Таймыро-Байкальский (восточный); 3 – Катангско-Ковинский интенсивно базифицированный блок; 4 – железорудные районы: I – Ангаро-Илимский, II – Ангаро-Катский, III – Средне-Ангарский, IV – Нижне-Тунгусский; 5 – магнетитовые месторождения Ангаро-Илимского типа; 6 – геофизические аномалии (а – с выходами руды, б – без рудных выходов). Масштабы месторождений и магнитных аномалий или их групп (запасы вместе с прогнозными) в млн. т (по карте железорудных месторождений Сибири. Новосибирск. СНИИГГиМС. 1976. Ответственный редактор А.С. Калугин): 7 – от 10 до 100, 8 – от 100 до 200, 9 – от 200 до 400, 10 – 800 и более (1 – Тагарское, 2 – Нерюндинское, 3 – Копеевское, 4 – Рудногорское, 5 – Коршуновское, 6 – Октябрьское)

менно в ходе рудного процесса. Отмеченное морфогенетическое сходство структур (диатрем) локализации месторождений железных руд и алмазов на Сибирской платформе [18] вытекает из близости физического механизма их образования.

Образование структур локализации кимберлитовых и железорудных тел на завершающей стадии функционирования флюидно-магматической колонны (ФМК) с позиций классической механики можно уподобить процессу одноосного сжатия сосредоточенными силами. В процессе наращивания давления в головной части ФМК породы (в каком-то определенном объеме геологического пространства) пройдут все стадии деформации – до разрушения и выброса. Физический механизм действия однонаправленных снизу сосредоточенных сил приводит к образованию и развитию радиальных, кольцевых и субгоризонтальных трещин, что предопределяет и формы тел (дайки, жилы, силлы). Этот механизм широко проявлен в природе. Выработка собственно полости диатремы в области тектонически ослабленной приповерхностной части земной коры происходит при турбулентном истечении газовой фазы в палеоатмосферу. Газовая смесь выступает в качестве «рабочего тела». Полость диатремы вырабатывается свободной газовой струей со скоростью движения газа в дозвуковом диапазоне. Однако масштабы структур локализации кимберлитов и железных руд не сопоставимы. Большие размеры стволообразных и линейных железорудных тел в сравнении с кимберлитовыми телами обусловлены более мощной энергетикой и меньшими глубинами зарождения рудных флюидно-магматических колонн.

Золото. Из геологии месторождений золота [15] известно, что очаги мантийного происхождения генерируют крупные скопления золотосодержащих сульфидных руд, а также и собственно золотую минерализацию. Геотектонические структуры, в пределах которых развивается золотая минерализация, играют весьма существенную

роль в процессе рудообразования, предопределяя режим рудоотложения и закономерности размещения месторождений. В числе главных типов золотоносных геотектонических структур выделяются и древние платформы. На древних платформах золоторудные месторождения локализуются в узких грабен-синклиналях и трогах на щитах; в платформенном чехле в пределах синеклиз и участках сочленения антеклиз и синеклиз; зонах их сочленения со складчатыми поясами. Эндеогенные месторождения в этих структурах относятся преимущественно к золото-кварцевой и золото-кварц-сульфидной формациям и образованы в условиях больших и средних глубин в связи с магматизмом. В числе рудоконтролирующих структур главными являются линейные зоны разрывных нарушений и узлы их пересечения. В числе магматических комплексов как первоисточников золота прежде всего нужно выделить глубинные диапиры основного-ультраосновного состава, а также гранито-гнейсовые купола.

На юге Сибирской платформы выявлено значительное количество проявления рудного золота и многочисленные шлиховые ореолы. Проявления рудного золота находятся, в основном, в Присянской минерагенической зоне. Шлиховые ореолы золота выявлены во всех минерагенических зонах. В Лено-Тунгусской минерагенической зоне в районе нижних течений рек Большая Ерема и Малая Ерема в шлиховых пробах выявлена платина.

В качестве исходных материалов использованы схема золотоносности юга Сибирской платформы, составленная Н.Г. Ключанским (1969) и карты шлиховых ореолов золота и олова, составленные Ю.М. Тверитиновым (1985). Как схема, так и карты составлены по результатам государственных геологических съемок масштаба 1:200000. При стандартном шлиховом опробовании аллювия водотоков в пробах обнаруживаются в основном только макроскопические (+0,1 мм) выделения свободного самородного золота. Механические и химические преобразования най-

денных золотин практически не изучались. Равно не проводилась и детализация выявленных ореолов. В таких обстоятельствах выявленные шлиховые ореолы золота рассматриваются как указатели на наличие потенциальных коренных источников по критериям их приуроченности к глубинным структурно-вещественным комплексам, а также пространственной упорядоченности. В этом аспекте подавляющее большинство шлиховых ореолов золота приурочивается к местам развития глубинных диапиров и зон основного-ультраосновного состава. Пространственная группировка шлиховых ореолов упорядочивается границами минерагенических зон. Одновременно можно предполагать формирование аллювиальных россыпей, в том числе и погребенных [13]. Геологические условия юга Сибирской платформы позволяют ожидать россыпи золота разных возрастов, прежде всего на стратиграфических уровнях формирования кор выветривания, начиная со среднего палеозоя (карбона). Методика количественного прогноза аллювиальных россыпей золота изложена в ряде работ [17].

Олово. На юге Сибирской платформы выявлены коренные проявления олова и шлиховые ореолы касситерита. В Восточном Саяне и Присаянье установлено широкое площадное «заражение» оловом. Выявлены коренные проявления олова кварц-касситеритового типа в пегматитах. Оловянная минерализация приурочена к разрывным нарушениям и местам сочленения разломов субширотного и северо-западного направлений. В этой связи можно полагать, что в процессе тектонической активизации наложенное оруденение может размещаться в породах любого состава, в том числе в сланцах.

Шлиховые ореолы касситерита, приуроченные к зонам разломов и глубинным диапирам основного состава, выявлены во всех четырех минерагенических зонах. Источником олова могут быть месторождения силикатно-сульфидной группы (касситерит-силикатные и касситерит-сульфидные), относящиеся к надинтрузивной

зоне формирования оловянного оруденения [15]. Наиболее высокими концентрациями касситерита в шлихах характеризуются Непская оловоносная зона в Ангари-Вилуйской минерагенической зоне и Ковинский оловоносный узел в Удино-Тунгусской [7]. Повышенной оловоносностью характеризуются грубообломочные вулканогенно-осадочные породы юры, перми и карбона. Источником касситерита являлись местные рудоносные постройки, в составе которых были широко представлены флюидно-эксплозивные брекчии.

В отечественной практике известно, что наряду с весьма выдержанными линейными зонами минерализации встречаются рудные структуры и центрального типа, возможно, связанные с вулканическими жерлами. Примером может служить месторождение Марсовое в Комсомольском рудном районе, приуроченное к воронкообразной трубке минерализованных брекчий с неправильным телом турмалинизированных и калишпатизированных диоритовых порфириров, выклинивающихся на глубине 100 м [15]. Касситерит в ассоциации с пиритом, сфалеритом, галенитом обнаружен в секущих кимберлиты кварц-карбонатных прожилках трубки Мир [9]. Некоторые кимберлитовые тела содержат природные сплавы Sn с Cu, Zn, Pb, Sb, а также самородное золото [6]. Повышенные концентрации олова зафиксированы в ультрабазитовых и эклогитовых нодулях некоторых кимберлитовых трубок Якутии [5]. Повышенная оловоносность свойственна магнетитовым месторождениям Ангари-Илимского и Ангари-Катского железорудных районов. Исходя из всего вышеизложенного, правомерно прогнозировать коренные месторождения олова нетрадиционного стратиформного и трубчатого типов.

Медь. Мелкие месторождения меди и широкое проявление медной минерализации характерно только для Присаянской и Лено-Тунгусской минерагенических зон. Пространственная приуроченность проявлений меди к зонам повышенной проницаемости земной коры свидетельствует о

том, что основным ее источником являются глубинные металлоносные флюиды. Собственный потенциал металлоносности вмещающей карбонатно-терригенной среды мог быть также мобилизован, но опять же при участии глубинных растворов.

Выявленные проявления меди формационно относятся к медноколчеданному и стратиформному типам. Медноколчеданный тип, связанный с вулканогенными толщами, более характерен в Присаянской минерагенической зоне. Стратиформный тип является преимущественным в Лено-Тунгусской минерагенической зоне, в пределах которой предшественниками выделен Верхнеленский меденосный район. В бассейне р. Лены выявлено несколько десятков мелких месторождений и проявлений меди. Стратиграфически медное оруденение приурочено к отложениям илгинской свиты верхнего кембрия и усть-кутской и ийской свит нижнего ордовика. Медная минерализация локализуется в сравнительно широком комплексе пород: песчаниках, песчано-карбонатных образованиях, известняках, песчанистых доломитах, мергелях, алевролитах. Медные минералы представлены малахитом, азуритом, халькозином, ковеллином, халькопиритом, борнитом, купритом. Большинство исследователей придерживается мнения об осадочном генезисе медного оруденения [14]. Процесс образования меди представляется им в следующем виде. Медь осаждалась в виде сульфидных соединений в мелководном бассейне с восстановительной средой. Впоследствии сульфидные руды в поверхностных условиях были окислены, чему способствовала циркуляция грунтовых вод. Поскольку генезис стратиформных месторождений является дискуссионным, подчеркнем лишь пространственную приуроченность рудных проявлений меди к глубинным разломам. Вероятнее всего, образование повышенных концентраций меди при осадконакоплении обусловлено циркуляцией глубинных металлоносных растворов (флюидов). Косвенно об этом свидетельствует и широкий спектр литологических

разностей пород, в которых обнаружена медная минерализация.

Свинец и цинк. Месторождения и рудопроявления свинца и цинка выявлены в двух минерагенических зонах: Присаянской и Лено-Тунгусской. Рудные проявления Присаянской зоны соотносятся с широким спектром рудных формаций: медно-свинцово-цинковой вторичных терригенных прогибов, колчеданно-полиметаллической, медно-колчеданной и медно-цинко-колчеданной зеленокаменных поясов. В пределах зоны выделяются металлогенические подзоны, рудные узлы и рудные поля.

В южной части Лено-Тунгусской минерагенической зоны предшественниками выделен Прибайкальский полиметаллический пояс, включающий Ульканскую и Сарминскую металлогенические подзоны. Входящие в них месторождения и рудопроявления свинца и цинка отнесены к типу стратиформных в карбонатных породах [12]. Но необходимо отметить, что однотипные по формационной принадлежности рудопроявления располагаются в породных комплексах широкого спектра геологических формаций. Это свидетельствует о том, что определяющими являются не столько рудовмещающая среда, сколько другие факторы рудоконтроля. Главным из них является тектонический. Интенсивно развитая сеть разрывных нарушений наиболее полно объясняет пространственную дискретность проявлений полиметаллов, обуславливая места разгрузки металлоносных глубинных флюидов.

В Удино-Тунгусской, Лено-Тунгусской и Ангара-Вилуйской минерагенических зонах имеются структурные и магматические предпосылки для образования сульфидных медно-никелевых месторождений.

Резюме. На юге Сибирской платформы структурно-вещественные неоднородности астеносферы и литосферы, составляя геоструктурный каркас минерагенических зон, обусловили пространственную совмещенность зарождающихся

в подлитосферной мантии алмазоносных кимберлитов (лампроитов) и эндогенных месторождений благородных и цветных металлов в земной коре. Впервые выделенные минерагенические зоны и перспективные площади в их пределах являются надежной основой для проведения поисков месторождений алмазов, золота, олова, полиметаллов.

Библиографический список

1. Амиржанов А.А., Воронцов А.Е., Полозов А.Г. Магматические магнетитовые руды в месторождениях ангаро-илимского типа //Базитовый магматизм Сибирской платформы и его металлогения. – Якутск, 1989. – С. 86-87.
2. Геофизические методы поисков железорудных месторождений на юге Восточной Сибири / Барышев А.С. [и др.]. – М.: Недра, 1980. – 184 с.
3. Барышев А.С., Егоров К.Н., Кошкарёв Д.А. Алмазоносные субпровинции, зоны и прогнозные площади юга Сибирской платформы //Отечественная геология. – 2008. – № 3. – С. 22-29.
4. Вахрушев В.А., Воронцов А.Е. Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1976. – 198 с.
5. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов. – М.: Недра, 1978. – 352 с.
6. Ковальский В.В., Алейников О.В., Махотко В.Ф. Самородные металлы и интерметаллические соединения в кимберлитовых породах Якутии //Самородное металлообразование в магматических процессах. – Якутск, 1981. – С. 105-111.
7. Типы и закономерности размещения оловянного оруденения в Саяно-Байкальской горной области / Митрофанова Н.Н. [и др.] //Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. – Иркутск: Вост-СибНИИГГиМС, 1984. – С. 72-73.
8. Мандельбаум М.М., Смирнова Т.Г. Краевые зоны юга Сибирской платформы по данным глубинных сейсмических зондирований (на примере Прибайкалья и Присяянья) // Региональная геология и металлогения. – 2000. № 10. – Санкт-Петербург: Изд. ВСЕГЕИ. – С. 136-142.
9. Некрасов И.Я., Некрасова Р.А. Первая находка касситерита в кимберлитах // ДАН СССР. 1978. – Т. 43, № 2. – С. 473-476.
10. Ангаро-Вилуйский рудный пояс Сибирской платформы / Одинцов М.М. [и др.]. – Новосибирск, 1980. – 107 с.
11. Глубинные электромагнитные исследования южной части Восточной Сибири / Поспеев В.И. [и др.] //Геология и полезн. ископаемые юга Восточной Сибири. – Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1984. – С. 137-141.
12. Синчук Ю.А. Источники рудного вещества стратиформных свинцово-цинковых месторождений Западного Прибайкалья //Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. – Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1974. – С. 380-382.
13. Станников В.А. Литолого-палеогеографические условия формирования рудных концентраций золота и меди в терригенных образованиях нижнего палеозоя юга Иркутского амфитеатра //Геология и золотоносность конгломератов рифея и венда южного обрамления Иркутского амфитеатра. – Иркутск: Вост.-Сиб. книжное изд-во, 1972. – С. 105-115.
14. Станников В.А. Золотоносность осадочных пород Западного Прибайкалья и Иркутского Присяянья //Геология и золотоносность конгломератов рифея и венда южного обрамления Иркутского амфитеатра. – Иркутск: Вост.-Сиб. книжное изд-во, 1972. – С. 82-99.
15. Рудные месторождения СССР. – М.: Недра, 1978. – 290 с.
16. Таскин А.П., Митрофанов Г.Л. и др. Тектоника юга Восточной Сибири (Объяснительная записка к тектонической карте юга Восточной Сибири масштаба 1:500 000). – Иркутск, 1987. – 23 с.
17. Количественный прогноз аллювиальных россыпей золота / Тищенко Е.И. [и др.] //Геология и полезн. ископаемые юга Восточной Сибири. – Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1984. – С. 58-61.

18. Фон-дер-Флаас Г.С., Никулин В.И. Атлас структур рудных полей железорудных месторождений. – Иркутск: Изд. Ирк. Гос. Университета, 2000. – 185 с.

19. Чернышев Н.М., Бокая Л.И. Мор-

фоструктурные элементы консолидированной коры Сибирской платформы / Структурные элементы земной коры и их эволюция. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 144-150.

Рецензент доктор геолого-минералогических наук, профессор Иркутского государственного технического университета А.П.Кочнев

УДК 551.2+551.243

В.К. Хрусталеv¹

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ ПЛИТОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МИНЕРАГЕНИЯ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ ПАЛЕОЗОИД ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Рассмотрены геодинамические обстановки формирования благороднометалльного оруденения в Удино-Витимской островодужной системе палеозоид Западного Забайкалья. На примере золоторудного Мэлдэлгенского узла разработана оптимальная (по мнению автора) геодинамическая модель его формирования: островная дуга – золоторудный узел – золоторудное поле.

Ключевые слова: минерагения, островодужная система, палеозоиды, золоторудный узел, Западное Забайкалье

Библиогр. 10 назв. Ил. 6.

PRECIOUS METAL PLATE-TECTONIC MINERAGENCY OF UDA-VITIM PALEOZOID ISLAND ARC SYSTEM IN WEST TRANSBAIKALIA

V.K. Khrustalev¹

The geodynamic settings of precious metal mineralization formation in Uda-Vitim paleozoid island arc system of West Transbaikalia have been considered. On example of Meldelgen gold ore knot the optimal geodynamic model (according to the author) of its formation - island arc-gold – gold ore knot - gold ore field - has been developed.

Key words: minerageny, island arc system, paleozooids, gold ore knot, West Transbaikalia

10 sources. 6 figures.

Южное покровно-складчатое обрамление Северо-Азиатского кратона занимает Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), состоящий из коллажа террейнов (океанических, островодужных, кратонных, окраинно-морских) и связывающих

их коллизионных и аккреционных комплексов. К настоящему времени в пределах обширной территории ЦАСП выделяются байкальские, каледонские, раннегерцинские, позднегерцинские террейны и складчатые комплексы. Особо следует отметить

¹Хрусталеv Валерий Константинович – кандидат геолого-минералогических наук старший научный сотрудник Геологического института СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, ГИН СО РАН, тел.: 8(3012)-43-30-65, e-mail: smetanina@gin.bscnet.ru

¹Khrustalev Valery Konstantinovich – a candidate of geological and mineralogical sciences, a senior research worker of the Geological Institute of Siberian Department of Russian Academy of Sciences, 670047, 6a Sahjanova St., Ulan-Ude, GIN of Siberian Department of Russian Academy of Sciences, tel.: 8(3012)-43-30-65, e-mail: smetanina@gin.bscnet.ru

раннекаледонский этап геодинамического развития, который является важнейшим в формировании главных покровно-складчатых структур Западного Забайкалья и определяет специфику их благородно-металльной минерализации. В этот этап, включающий венд, кембрий и ордовик, по складчатому обрамлению южной части Северо-Азиатского кратона происходило наиболее активное развитие Палеоазиатского океана с формированием спрединговых срединно-океанических хребтов, островных дуг, преддуговых бассейнов и задуговых спрединговых окраинных морей [1, 2]. В Монголо-Забайкальском секторе Палеоазиатского океана, начиная с венда и до позднего ордовика, активно функционировала Удино-Витимская островодужная система (УВОС), которая выделяется уникальной минерализацией (Fe, F, S, P, B, Ba, Au, Ag, Mo, W, Sn, U, Be, Cu, Pb, Zn) с пространственно-временным сочетанием рудных формаций экзогенного и эндогенного профиля [5, 10].

Основная интересная информация была получена в результате палинспастических реконструкций провесов кровли (ПК) в средне-верхнепалеозойских гранитоидах и сохранившихся от эрозии останцов венд-кембрий-ордовикских вулканогенно-осадочных пород, из которых наиболее крупными (более 100 км²) являются: Абагинский, Мэлдэлгенский, Верхне-Онинский, Озернинский, Ямбуйский и Кыджимитский [6]. Вышеперечисленные ПК специализированы на железорудное, колчеданно-полиметаллическое, редкометалльное и благороднометалльное оруждение, а также в их пределах размещаются перспективные золоторудные площади, зоны и рудно-россыпные узлы (рис. 1).

К настоящему времени в отдельных из них (Кыджимитский и Мэлдэлгенский ПК) подсчитаны прогнозные ресурсы золота и проводятся прогнозно-поисковые работы масштаба 1:50000-1:10000. При этом выявлена закономерная приуроченность изученных провесов кровли (ПК), сложенных мощными (1-3 км) толщами вулканогенно-осадочных отложений к зо-

нам глубинных разломов. По нашим данным, в регионе начиная с раннего докембрия и до конца палеозоя функционировали две системы (сети) региональных глубинных разломов: диагональная и ортогональная [3]. Диагональная система представлена серией мощных (до 1-5 км) субпараллельных северо-восточных («байкальских») протяженных на сотни км разломов и серией («поперечных») северо-западных разрывов.

Ортогональная сеть состоит из зон широтных и субмеридиональных глубинных разломов, которые относятся к категории трансструктурных. Субширотные зоны глубинных разломов пересекают разновозрастные складчатые сооружения региона и прослеживаются в фундаменте Северо-Азиатского кратона [3]. При пересечении диагональной и ортогональной сетей глубинных разломов образуется ромбовидная среднеячеистая блоковая отдельность в главных складчатых структурах региона. При этом для широтной системы свойственны примерно одинаковые расстояния между крупными зонами разломов: для южной части УВОС оно равно 30-40 км, а для северной – 50-60 км.

Ортогональная сеть глубинных разломов находит отражение в геологическом строении региона, фиксируется по геофизическим данным, дешифрируется на космических снимках и видна в современном рельефе. Влияние ортогональной сети глубинных разломов на геологическое строение региона проявляется в приуроченности к субмеридиональным разломам базитовых интрузий. Так, на Вершиношовокиканский разлом «нанизано» более десятка таких массивов. Однако магматизм, тяготеющий к зонам глубинных разломов, представлен не только базитами. К ортогональной сети разломов тяготеют дайковые пояса и небольшие позднепалеозойские-мезозойские интрузии лейкогранитов, с которыми часто ассоциирует редкометалльная минерализация.

Широтные зоны разломов оказывали влияние на формирование складчатых структур в кембрийских осадочно-вулка-

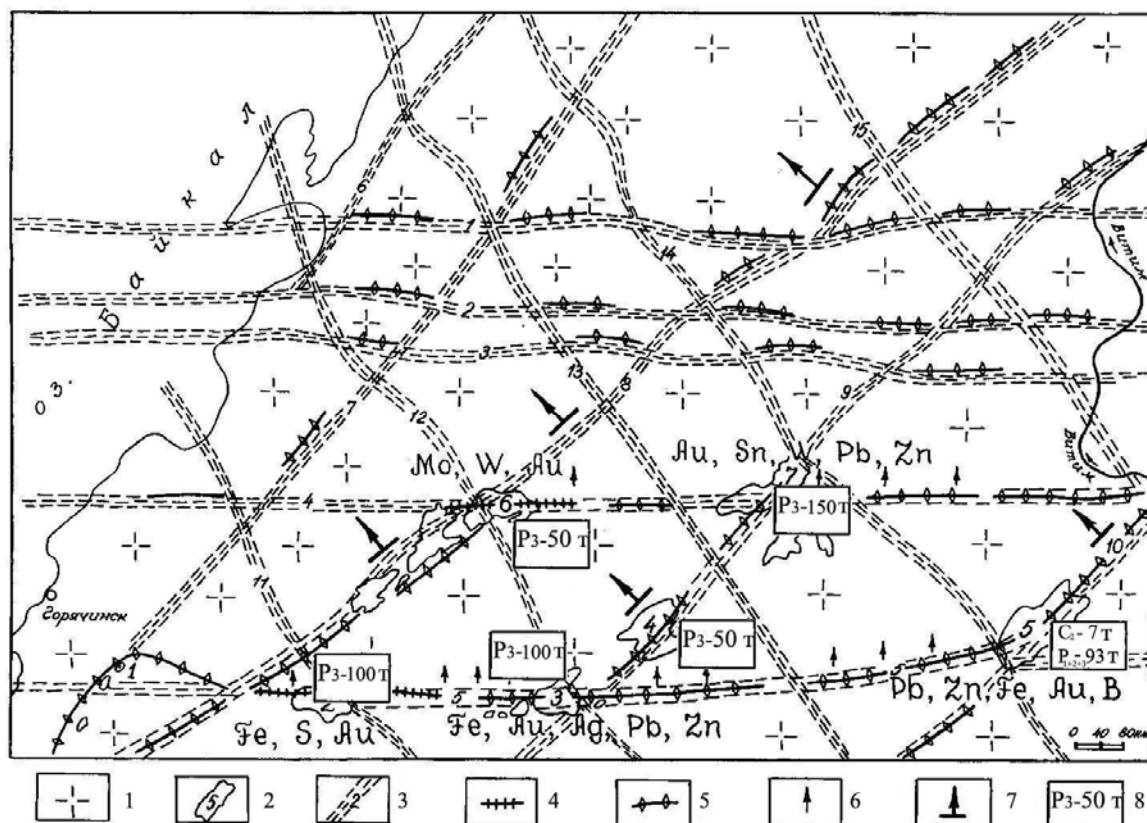


Рис. 1. Геолого-структурная схема

и профилирующая минерализация Удино-Витимской системы палеозойских:

1 – среднепалеозойские интрузии преимущественно гранитного состава: баргузинский (S-D), витимканский, зазинский, кыджимитский (C-P) комплексы; 2 – наиболее крупные провесы кровли интрузий и их номера: 1 – Верхне-Хаимская группа (R₃-V), 2 – Абагинский (V-С₁), 3 – Мэлдэлгенский (V-С₁), 4 – Онинский (С₁), 5 – Озернинский (С₁), 6 – Ямбуйский (V-С_{2,3}), 7 – Кыджимитский (V-С₁-O); 3 – глубинные разломы и их номера: 1 – Акульский, 2 – Усть-Баргузинский, 3 – Алтанский, 4 – Она-Кыджимитский, 5 – Котокель-Холойский, 6 – Баргузинский, 7 – Срединный, 8 – Атархан-Ямбуйский, 9 – Толутай-Кыджимитский, 10 – Удино-Витимский, 11 – Максимиха-Абагинский, 12 – Голонодокан-Онинский, 13 – Жирондинский, 14 – Алтан-Гундинский, 15 – Муясын-Беклемишевский; 4-7 – реликты островодужной системы (стрелками показано направление их движения при спрединге): 4 – энсиматические, 5 – энсиалические, 6 – ранние, 7 – поздние; 8 – золоторудные узлы

ногенных толщах. Общее северо-восточное направление складчатых структур, свойственное этому региону, в зонах влияния широтных разломов изменяется до субширотного или широтного. Такая картина наблюдается в Ямбуйском и Турокчинском полях осадочно-метаморфических пород.

Зоны глубинных разломов находят отражение в гравитационном и магнитном полях центральной части Западного Забайкалья. При этом диагональная сеть, подчеркивающая более активное существование структур северо-восточного и отчасти северо-западного направлений, в

последние тектонически активные этапы определяет основные особенности строения физических полей и этим усложняет выделение элементов тектоники иных направлений. Тем не менее, детальный анализ геофизических данных показывает, что в физических полях рассматриваемой территории достаточно отчетливо прослеживаются две пары систем аномальных зон: диагональная – северо-восточного и северо-западного, ортогональная – субширотного и субмеридионального направлений.

Ортогональные аномальные зоны прослежены:

- по участкам больших горизонтальных градиентов гравитационного и магнитного полей, так называемых «ступеней», в том числе и локального характера;
- по широтным и меридиональным изгибам изоаномал силы тяжести и изолиний магнитного поля;
- по локальным гравитационным и магнитным аномалиям и «цепочкам» аномалий;
- по субширотной или субмеридиональной ориентировке длинных осей локальных аномалий.

Детально изученный нами [3] субширотный Туркино-Витимский разлом фрагментарно прослеживается широтными изгибами изоаномал силы тяжести и небольшими, но протяженными гравитационными «ступенями» на широте пос. Безымянка (восточный берег Байкала), в междуречье притоков Турки – рек Голонда и Ямбуи, в устье Зазы и в районе пос. Романовка. В верховьях Турки можно предполагать ответвление разлома к оз. Турхул. На картах магнитного поля Туркино-Витимский разлом проявляется в виде протяженных широтных изгибов изолиний, вытянутых в субширотном направлении локальных аномалий и широтных «ступеней» магнитного поля. Так, локальные широтные минимумы напряженности магнитного поля отмечены в междуречье Голонды-Ямбуя, в верховьях р. Кыджимит, а «ступень», разделяющая магнитные поля разного уровня, намечается от устья р. Заза до верховьев р. Алянга.

Этот разлом контролирует реликты УВОС в пределах Ямбуйского и Кыджимитского ПК. Субпараллельно и южнее расположенный Котокель-Холойский глубинный разлом играл определяющую роль при функционировании Абага-Мэлдэлгенской островной дуги и ограничивал с севера Селенга-Хаимский ПК. Селенга-Хаимский перикратонный прогиб, преобразованный процессами каледонской коллизии в кратонный террейн, выделен нами в междуречье Селенги и Хаима [8].

Он прослеживается в северо-восточном направлении на 90 км при ширине от 5 до 10 км. Конфигурация террейна имеет тектоническую природу, так как граничные глубинные разломы четко дешифрируются на космофотоснимках, а восточная его граница подтверждается дополнительно «гравикой». Прогиб представляет собой узкий трог с резко асимметричным поперечным профилем, выполненным верхнерифейскими вулканогенно-осадочными породами итанцинской (черносланцевой) и бурлинской (карбонатной) свит.

Вулканогенные породы в междуречье рек Бурля – Хандей неравномерно чередуются с карбонатно-кремнистыми, графит-слюдистыми и углисто-кремнистыми сланцами. Они претерпели контактовый метаморфизм и повсеместно превращены в роговики, среди которых петрографическими исследованиями выделяются ортопороды и метаэффузивы основного состава. По химическому составу (рис. 2-5) вулканогенные породы в изученных разрезах (р. Бурля, руч. Усутай, руч. Хандей, р. Кика, р. Хаим) относятся к базальтовой группе.

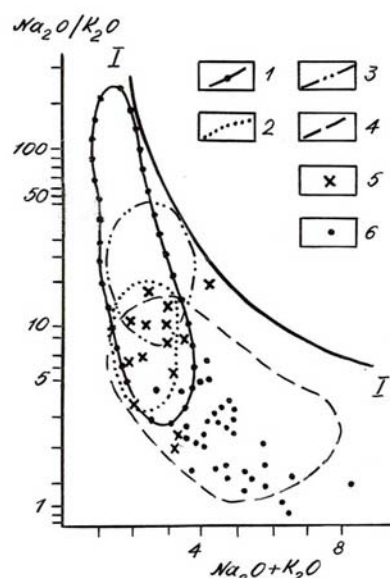


Рис. 2. Контуры эмпирических полей на диаграмме А. Миасиро:

1-3 – толеиты: 1 – исландские, 2 – гавайские, 3 – абиссальные океанические; 4 – породы островодужные; 5 – базальты междуречья рек Бурля – Хандей; 6 – базальты Японского моря

На диаграмме $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ А.Миасиро (см. рис. 2), применяемой для диагностики базальтов, изученные вулканогенные породы располагаются в контуре островодужных базальтов с частичным перекрытием полей исландских и гавайских толеитов.

На дискриминационной диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{FeO}/\text{MgO}$ (см. рис. 3) базальты междуречья рек Бурля – Хандей трассируются вдоль границы островодужных базальтов и MORB.

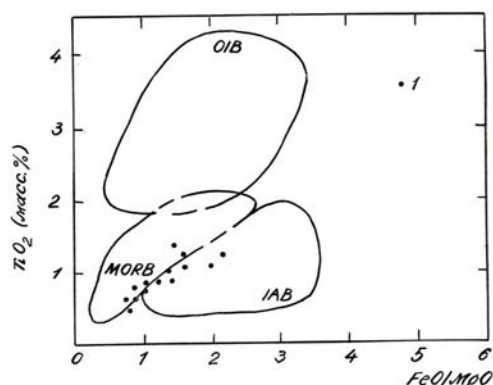


Рис. 3. Базальты междуречья рек Бурля – Хандей (1) на дискриминационной диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{FeO}/\text{MgO}$

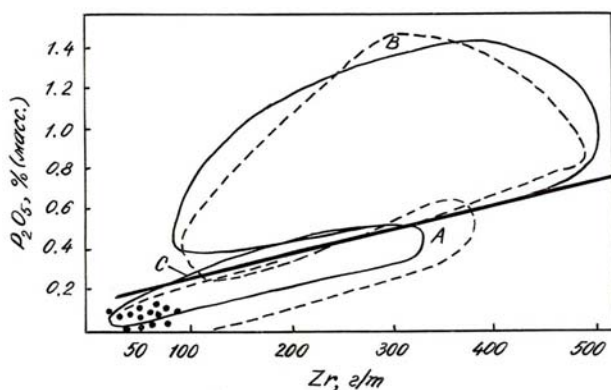


Рис. 4. Дискриминационная диаграмма $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{Zr}$ для базальтов (линия на диаграмме разделяет поля щелочных базальтов и толеитов).

Поля на диаграмме: А – океанические толеиты; В – океанические щелочные базальты; С – континентальные толеиты; D – континентальные щелочные базальты. Точки – базальты междуречья рек Бурля – Хандей

Диаграмма $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{Zr}$ (см. рис. 4) также подтверждает отнесение изученных пород к континентальным толеитам.

Диаграмма $\text{Cr} - \text{Y}$, применяемая для идентификации островодужных базальтов [Дж. Пирс, 1982], базируется на низких концентрациях хрома и иттрия в островодужных базальтах по сравнению с другими типами базальтов (см. рис. 5).

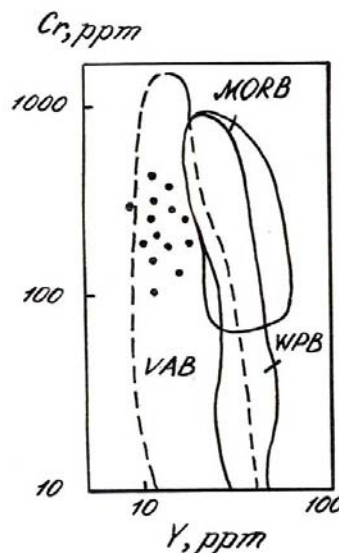


Рис. 5. Дискриминационная диаграмма $\text{Cr} - \text{Y}$:

VAB – базальты вулканических дуг; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; WPB – внутриплитные базальты. Точки – базальты междуречья рек Бурля – Хандей

На этой диаграмме изученные вулканогенные породы четко располагаются в поле базальтов вулканических дуг и отделяются от контура базальтов срединно-океанических хребтов.

Таким образом, широко развитые в северо-восточной части Селенга-Хаимского террейна вулканогенные образования диагностируются как островодужные толеитовые базальты. Низкие концентрации хрома в них, по-видимому, являются следствием различной степени плавления MORB – базальтов срединно-океанических хребтов. В результате проведенных палинспастических реконструкций Селенга-Хаимского террейна установлен ряд осадочных формаций, слагающих верхнерифейский остаточный морской бассейн, на пассивной окраине Северо-Азиатского кратона. Этот бассейн был сформирован на завершающей стадии палеосубдукции.

Мэлдэлгенская ветвь островной дуги (ПК) имеет трехчленное строение: низы разреза – микросланцы, песчаники, риолито-дациты балбагарской свиты ($V-E_1$), средняя часть – лавы и туфы кислого и среднего состава с прослоями известняков с археоциатами олдындинской свиты (E_1) и верхняя часть разреза – карбонатные породы курбинской свиты (E_1).

В рудном узле выявлены 3 мелких месторождения магнетитовых руд, более десяти проявлений полиметаллов и ряд жильных золото-сульфидно-кварцевых проявлений. В Верхне-Курбинском проявлении установлено 7 золото-сульфидно-кварцевых жил мощностью от 0,5 до 2 м; протяженность жил от 100 до 500 м. Содержание золота варьирует от сотых долей до десятков г/т. Содержания Au в жилах 20-84 г/т и во вмещающих березитах – до 4 г/т. Ресурсы кат. P_3 – 50 т. В центральной части рудного узла выявлены многочисленные золото-сульфидно-

кварцевые жилы протяженностью до 1 км с содержаниями золота 1-20 г/т и Шапхойская золоторудная зона, которая прослежена на 5,5 км при мощности 100-300 м. В пределах зоны известны проявления Замогтинское, Каменное и Сухановское с содержаниями Au до 30 г/т. Общие ресурсы золота Мэлдэлгенского рудного узла кат. P_3 составляют около 100 т.

Детальное изучение Мэлдэлгенского ПК позволило выделить по реликтам низкохромисто-никелевых толеитовых базальтов в его центральной части палео-островную дугу (рис. 6). В ее ближней фронтальной зоне прослежена Шапхойская золоторудная зона, включающая Замогтинское, Каменное, Сухановское и Водораздельное золоторудные проявления. По латерали этой зоны установлена зональность золотого оруденения в зависимости от смены сульфидной формы (Fe^{+3}) на оксидную (Fe^{+2}). В связи с этим также меняются с запада на восток интен-

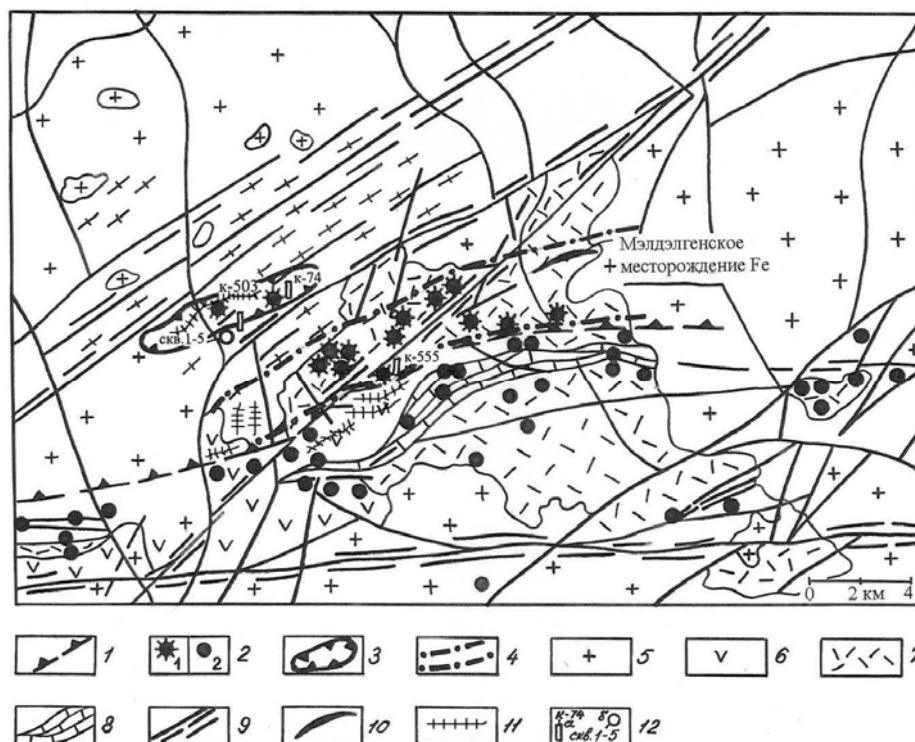


Рис. 6. Схематическая геологическая карта Мэлдэлгенского рудного узла с элементами палеогеодинамики и металлогении:

1 – палеоостровная дуга; 2 – проявления золото-сульфидно-кварцевые (1) и золото-серебряные (2); 3 – Верхне-Курбинское рудное поле; 4 – Шапхойская золоторудная зона; 5 – гранитоиды; 6 – диориты; 7 – метавулканы; 8 – карбонатные породы; 9 – тектонические нарушения; 10 – Мэлдэлгенское месторождение; 11 – россыпи золота; 12 – каналы (а) и скважины (б) и их номера

сивность и масштабы золотого оруденения и переход от штокверкового морфологического типа (Замогта) через прожилково-вкрап-ленный (Сухановское, Каменное) к золото-кварцевому (Водораздельное). На восточном фланге зоны локализовано Мэлдэлгенское месторождение магнетитовых руд без каких-либо признаков золотоносности.

В тыловой части островодужной системы на контакте нижнекембрийской карбонатной курбинской свиты с вулканитами мэлдэлгенской свиты выявлено Банное проявление золота «карлинского» типа, прогнозируемое нами ранее в этом задуговом бассейне (Кременецкий, Хрусталева, 2006-2007 гг.). Здесь в приустьевой части руч. Банный канавами 555 и 563 в метасоматически измененных вулканитах кислого состава вскрыта мощная (более 100 м) зона с тонкорассеянным золото-сульфидным оруденением. По отобранным нами пунктирным бороздовым пробам (К-555 – 1, 2, 3 и К-563 – 1, 2, 3, 4) выявлено свободное, мелкое и ультрамелкое золото в классах крупности 100-500 мкр (мин. анализы), 25-15-9-5-3 мкр и < 3 мкр (СЭС-анализы в Институте ГЕОХИ). При этом установлена зависимость количества золотин от крупности – чем меньше размерность, тем больше количество золотин. Эта особенность в сочетании с палеогеодинамической обстановкой (задуговой тыловой бассейн) позволяет нам относить Банное проявление к перспективному «карлинскому» типу, для которого основная размерность золотин равна 0,2 мкр.

В дальней фронтальной части островной дуги изучено маршрутами и по канавам (К-503 и 504) Верхне-Курбинское золоторудное поле, в пределах которого установлены золоторудные метасоматиты (березитоиды), локализованные в последевонских коллизионных гранитоидах баргузинского комплекса. Синхронность образования золотого оруденения гидротермально-метасоматического профиля с коллизионным гранитообразованием определяется на основе близких значений абсолютного возраста (С-Р₁) метасоматитов

(Rb-Sr метод) и рвущих взаимоотношений гранитоидов с вмещающими породами с девонской фауной [7].

Полученные материалы составляют основу принципиальной геодинамической модели золоторудной минерагении: островная дуга – золоторудный узел – золоторудное поле.

Абагинский фрагмент островной дуги (ПК) располагается на верхнерифейском основании, сложенном толщей кристаллических сланцев, кварцитов, гнейсов и линзами мраморов. Низы островодужного комплекса сложены венд-нижнекембрийскими метаэффузивами среднего состава с горизонтами микросланцев балбагарской свиты. В средней части разреза – нижнекембрийская толща типично морских глубоководных отложений курбинской свиты, представленная известняками, доломитами с горизонтами карбонатных песчаников. Венчают разрез нижнекембрийские лавы кислого состава и вулканокластиты олдындинского субвулканического комплекса.

В Абагинском рудном узле разведаны 3 месторождения железа, изучено штокверковое Маланское проявление молибдена. В штуфных пробах из кварцевых прожилков, отобранных в контуре штокверка, установлено золото – от 0,3 до 5 г/т, а во вмещающих риолитах – около 0,05 г/т. На Зангодинском колчеданном месторождении (запасы кат. С₁+С₂ 400 млн. т руды) в скважинах выявлено 9 интервалов стволочной мощностью 2-10 м с содержанием Au 0,1-0,8 г/т. Ресурсы Au категории Р₃ для рудного узла составляют около 100 т.

Озернинский фрагмент островной дуги располагается в провесе кровли островодужных нижнекембрийских вулканитов олдындинской свиты в средне- и позднепалеозойских гранитоидах. Островодужный комплекс представлен крупными палеовулканическими постройками, сложенными андезитами и андезитобазальтами гипабиссальных и лавовых фаций. Среди них широко распространены субвулканические тела кислых вулканитов, в составе которых выделяются

лавовые брекчии риолитов, дацитов, риодацитов.

Металлогения одноименного рудного узла весьма разнообразна: основное значение имеет полиметаллическая специализация, важное – золоторудная, железорудная, борная, медная, второстепенное – марганцевая, апатитовая и баритовая. В разряд комплексных золото-полиметаллических объектов к настоящему времени переведены месторождение Назаровское и проявления: Майское, Южно-Магнетитовое, Звездное, Юбилейное.

На Назаровском месторождении разведано 5 линзо-пластообразных золото-полиметаллических рудных тел мощностью 0,5-11 м, протяженностью 300-750 м. Среднее содержание золота 2 г/т. Запасы кат. С₂ составляют 7 т.

На Майском рудопроявлении в золото-пирит-сфалеритовых рудах содержание золота на мощность 0,9 м составляет 1 г/т. Золоторудная зона прослежена на 100 м с содержаниями Au до 16 г/т.

В пределах Юбилейного рудопроявления установлена мощная (15-45 м) зона прожилково-вкрапленного сульфидного оруденения, в которой концентрации золота варьируют от 0,01 до 0,14 г/т.

При оценке Звездного месторождения на глубину скважинами выявлено 3 рудных тела с содержанием золота 0,4-8,5 г/т. Прогнозные ресурсы золота кат. Р₁ составляют 3 т.

Южно-Магнетитовое рудопроявление представлено золото-пирит-кварцевой жилой мощностью 0,4 м с содержанием золота 21,5 г/т. Прогнозные ресурсы золота кат. Р₂ составляют 2,5 т.

Ямбуйский фрагмент островной дуги (ПК) подстилается венд-кембрийскими метапородами андреевской свиты. На них залегают карбонатные породы нижнекембрийской курбинской свиты и венчают разрез известняки средне-верхнекембрийской пановской свиты, в которых установлена фауна трилобитов.

В Ямбуйском рудном узле выявлены вольфрам-молибденовое месторождение Зумбуруки, Оланское шеелит-скарновое

месторождение, Ямбуйское проявление Au, проявления Pb, Zn, Cu, Fe, Be. На контакте массива кварцевых порфиров с карбонатными породами развита сеть прожилков кварца с сульфидами. Содержание Au 0,1 - 20 г/т. Содержания Au (до 1 г/т) установлены в рудопроявлениях Pb, Zn и Cu. Ресурсы кат. Р₃ Ямбуйского узла – около 50 т.

Кыджимитский фрагмент островной дуги (ПК) сложен метаморфическими образованиями, которые расчленены на две толщи. Нижняя, терригенно-эффузивная – кристаллические сланцы, метапесчаники, дацитовые порфириды, туфы, туфолавы среднего состава с прослоями вулканомиктовых гравелитов с археоциатами. Эта толща отнесена к олдындинской свите нижнего кембрия. Верхняя толща, литологически сходная с химгильдинской свитой, сложена различными по составу кристаллическими сланцами, содержащими ордовикскую фауну [4].

В Кыджимитском узле выявлено 5 Au-рудных проявлений, 5 проявлений Pb, Zn, 1 месторождение и 2 проявления Sn и 1 W-Mo проявление (все золотосодержащие).

Золотооруденение Кыджимитского рудного узла локализовано в двух зонах – Подхортякской и Юбилейной.

Подхортякская зона вмещает 4 проявления золото-сульфидно-кварцевого типа – Склоновое, Каменное, Таборное и Северное, и ряд геохимических и шлиховых ореолов Au. Содержание Au 1-20 г/т. Ресурсы кат. Р₃ составляют 45 т.

На юго-западном фланге Юбилейной золоторудной зоны выявлено Юбилейное Au-As рудопроявление, представленное кварц-турмалиновыми метасоматитами. Главное рудное тело мощностью 3,0 м со средним содержанием Au 7,4 г/т прослежено на 600 м. Ресурсы Au при среднем содержании 7,4 г/т и мощности 2,9 м по кат. Р₂ составляют 6,4 т. Ресурсы зоны в целом по кат. Р₃ – около 60 т.

По северному флангу рудного узла почти на 10 км прослежен горизонт углстых сланцев мощностью 100 м с редкой

сетью кварц-пиритовых прожилков. Содержание золота в нем от 0,15 до 1 г/т. Ресурсы золота кат. Р₃ для горизонта – 40 т.

Общие ресурсы золота Кыджимитского узла кат. Р₃ составляют около 150 т.

Эволюция геодинамических обстановок Удино-Витимской островодужной системы палеозой и особенности их благороднометалльной минерализации в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса во многом идентичны минерализации и условиям формирования палеозой Урало-Монгольского складчатого пояса, которые рассмотрены нами в Монголо-Алтайской покровно-складчатой области [9]. Профилирующие рудные формации изученных островодужных систем в основном одни и те же, только в Монгольском Алтае более широко представлена золото-серебряная формация, а УВОС отличается наличием урановых и золото-урановых рудопроявлений.

Заключение. В пределах изученной территории по фрагментам УВОС реконструируется латеральная зональность: заложение и эволюция островодужного комплекса (островных дуг, океанических островов, отдельных изолированных прогибов с глубоководными осадками) началось в V-Є₁ в юго-восточной части территории (бассейн рек Кики, Абаги). Позднее в Є₁-О время система островных дуг и задуговых морей активно функционировала на северо-востоке в бассейне рек Кыджимит и Витим.

В результате проведенных исследований получены материалы, которые составляют основу для построения эволюционной разномасштабной геодинамической модели: островная дуга – золоторудный узел. Дальнейшей разработкой этой модели является выявление и детализация задуговых спрединговых зон, перспективных на золотое и золото-серебряное оруденение.

Золотоносное оруденение региона, сформировавшееся в связи со структурно-вещественными комплексами островодужной Удино-Витимской системы, по нашим данным может быть масштабным по

размерам рудных тел и запасам полезного ископаемого.

Благороднометалльная минерализация УВОС недостаточно изучена, и представляется актуальным изучение задуговых, спрединговых и фронтальных зон палеоостровных структур типа Мэлдэлгенской в других ПК, перспективных на золотое и золото-серебряное оруденение.

Библиографический список

1. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалитид и палеозой складчатого обрамления юга Сибирской платформы //Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 1. – С. 53-70.
2. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) //Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 1-2. – С. 5-27.
3. Оловянное оруденение Туркино-Витимского глубинного разлома в Западном Забайкалье / Комаров Ю.В. [и др.]. – Новосибирск: Наука, 1978. – 92 с.
4. Кременецкий И.Г. Первая находка ордовикской фауны в Байкальской горной области //Докл. АН СССР. – 1982. – Т. 263. – № 2. – С. 407-408.
5. Хрусталева В.К. Геодинамика и минерализация перикратонных прогибов южного складчатого обрамления Северо-Азиатского кратона //Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин Севера Пацифики». – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – С. 79-80.
6. Хрусталева В.К. Rb-Sr возраст гранитоидов баргузинского комплекса. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. – С. 41-54.
7. Хрусталева В.К. Золото-редкометалльное оруденение коллизионной стадии развития складчатого обрамления юга Сибирской платформы //Коллизионная стадия развития подвижных поясов. – Екатеринбург, 2000. – С. 122-123.
8. Хрусталева В.К. Палеовулканизм и геодинамика Селенга-Хаимского террейна (Западное Забайкалье) //III Всероссийский

симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. – Улан-Удэ, 2006. – С. 387-391.

9. Хрусталеv В.К. Благороднометальная плитотектоническая металлогения Монгольского Алтая //Известия Сиб. отд. секции наук о Земле РАЕН.– Иркутск.- 2008. - № 6. – С. 5-14.

10. Khrustalev V.K. Geodynamic settings and precious metal minerageny of the Uda-Vitim Paleozoic island arc system in the West Transbaikalia // Materials of the international conference (February, 2-7, 2008).Collection of scientific papers. UB RAS. Miass-Yekaterinburg. – P. 326-329.

Рецензент доктор геолого-минералогических наук, профессор Иркутского государственного технического университета В.А. Филонюк

УДК 553.074

А.И. Иванов¹

МЕСТОРОЖДЕНИЕ «ЫКАНСКОЕ» – НОВЫЙ ТИП КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА СУЛЬФИДНОГО ТИПА В БОДАЙБИНСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

Золоторудное месторождение «Ыканское» выявлено в высокометаморфизованных породах в зоне диафтореза. Золото встречается в тонких просечках кварц-пирит-пирротинового состава в кварц-мусковитовых сланцах. Формировалось месторождение длительно, основной этап связан с ретроградным метаморфизмом при внедрении гранитов.

Ключевые слова: Бодайбо, рудный район, золото, диафторез, кварц-мусковитовые сланцы.

Библиогр. 8 назв. Ил. 6. Табл. 1.

YKANSKOYE DEPOSIT – A NEW TYPE OF BEDROCK SULPHIDE GOLD DEPOSITS IN BODAIBO GOLD-MINING REGION

A.I. Ivanov¹

The Ykanskoye gold deposit was discovered in the zone of diaphthoresis of highly metamorphic rocks. The gold is found in ultra fine stringers of quartz-pyrite-pyrrhotite composition in quartz-muscovite shales. The deposit had been formed for a long time. The basic stage of formation phase is connected with the retrograde metamorphism under intrusion of granites.

Key words: Bodaibo, gold-mining region, gold, diaphthoresis, quartz-muscovite shales.

8 sources, 6 figures, 1 table.

Бодайбинский рудный район, сложенный рифейско-вендскими карбонатно-терригенными отложениями, смятыми в складки и прорванными верхнепалеозойскими гранитоидами, является одним из крупнейших золотоносных районов мира.

Здесь с середины XIX века эксплуатируются месторождения россыпного золота, а в XX веке открыты крупнейшее в России золоторудное месторождение Сухой Лог и несколько крупных и средних по запасам и прогнозным ресурсам месторождений –

¹Иванов Анатолий Иннокентьевич – генеральный директор ЗАО «Сибирская геологическая компания», 664019, г. Иркутск, ул. Освобождения, 131; тел. 34-66-57, 34-66-61, e-mail: ivanov@sibgk.ru

¹Ivanov Anatoly Innokentjevich – a General Director of the Closed joint stock company “Siberian Geological Company”, 664019, 131 Osvobozhdenie St., Irkutsk Russia, tel.: +7 3952 346657 / +7 3952 346661, e-mail: ivanov@sibgk.ru

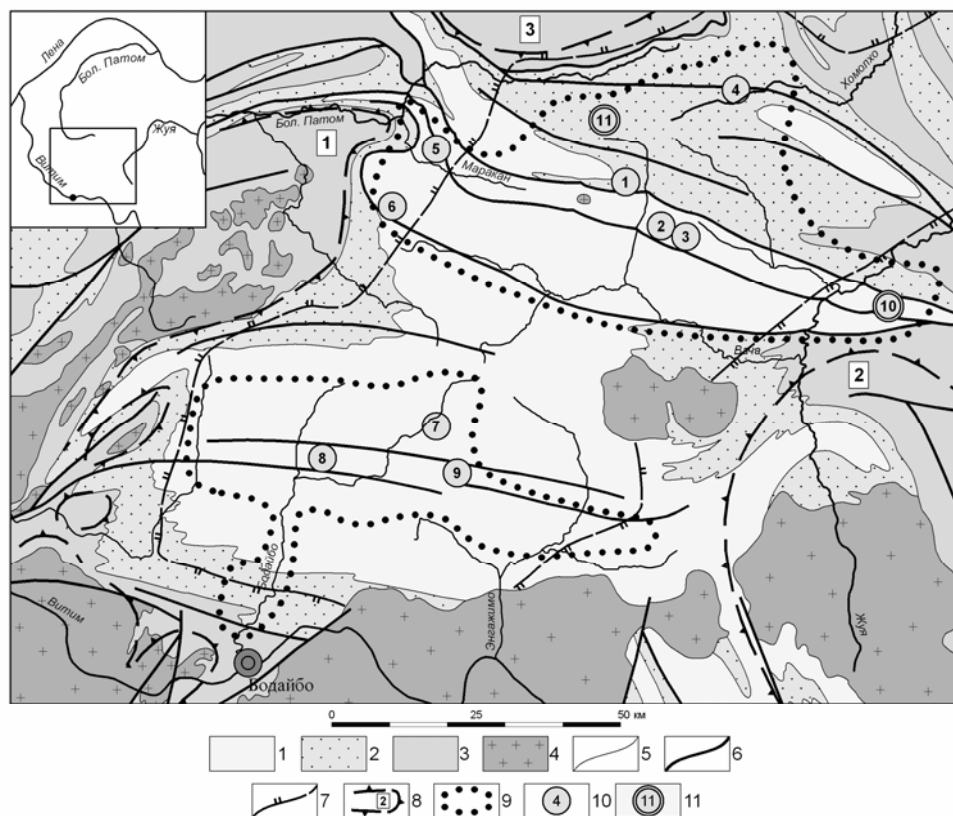


Рис. 1. Схематизированная геологическая карта Бодайбинского рудного района и схема ее расположения:

1-3 – рифейско-вендские отложения: 1 – венд, бодайбинская серия (аунакитская, вачская, анангская, догалдынская и илигирская свиты), 2 – средний-верхний рифей, ныгринская серия (бужу-ихтинская, угаханская, хомолхинская и имняхская свиты), 3 – средний рифей, баллаганахская серия (хорлухтахская, хайвергинская, бугорихтинская и бодайбоканская свиты); 4 – верхнепалеозойские гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса; 5 – геологические границы; 6 – главные разрывные нарушения; 7 – изографа биотита регионального метаморфизма; 8 – границы внешних деформационных зон гранито-гнейсовых купольных структур (1 – Мамской группы, 2 – Верхне-Жуинской, 3 – Верхне-Хайвергинской); 9 – основные золотороссытные районы; 10 – золоторудные месторождения (1 – Сухоложское, 2 – Вернинское, 3 – Невское, 4 – Высочайшее, 5 – Ожерелье, 6 – Ыканское, 7 – Догалдынская жила, 8 – Кавказ, 9 – Копыловское); 10-11 – потенциальные золоторудные месторождения (рудные зоны с промышленными параметрами: 10 – в Светловском и 11 – в Верхне-Угаханском рудных полях)

Высочайшее, Вернинское, Невское (рис. 1). Кроме этих месторождений известен ряд слабо изученных перспективных объектов – Кавказ, Копыловское и др.

Месторождение «Ыканское» выявлено в последние годы в бассейне р. Маракан, на территории, где породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Такие районы ранее большинством исследователей считались неперспективными на выявление золоторудных объектов [1, 2, 8].

Нами [3-7] на большом фактическом

материале разработана модель формирования золоторудных месторождений в Бодайбинском рудном районе, на основании которой были предложены методики прогнозирования и поисков новых объектов, в том числе в пределах территорий с повышенным региональным метаморфизмом. В результате было выявлено несколько золоторудных объектов, на двух из которых (месторождения «Ожерелье» и «Ыканское») проведены оценочные работы и утверждены запасы категорий C_1 и C_2 . Ряд золоторудных зон с промышленными параметрами установлен на Свет-

ловском рудном поле, а также выявлено несколько перспективных рудопроявлений, на которых проводятся поисковые работы (см. рис. 1).

В геологическом строении месторождения «Ыканского» принимают участие породы аунакитской, вачской и анангской свит вендского возраста (рис. 2), метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Аунакитская свита в пределах месторождения представлена отложениями верхнеаунакитской подсвиты. Она является рудовмещающей для месторождения «Ыканского» и поэтому здесь изучалась специально. При оценочных работах она подразделена на три пачки. Первая пачка мощностью около 50 м сложена переслаивающимися черными углеродистыми слюдисто-кварцевыми сланцами, черными

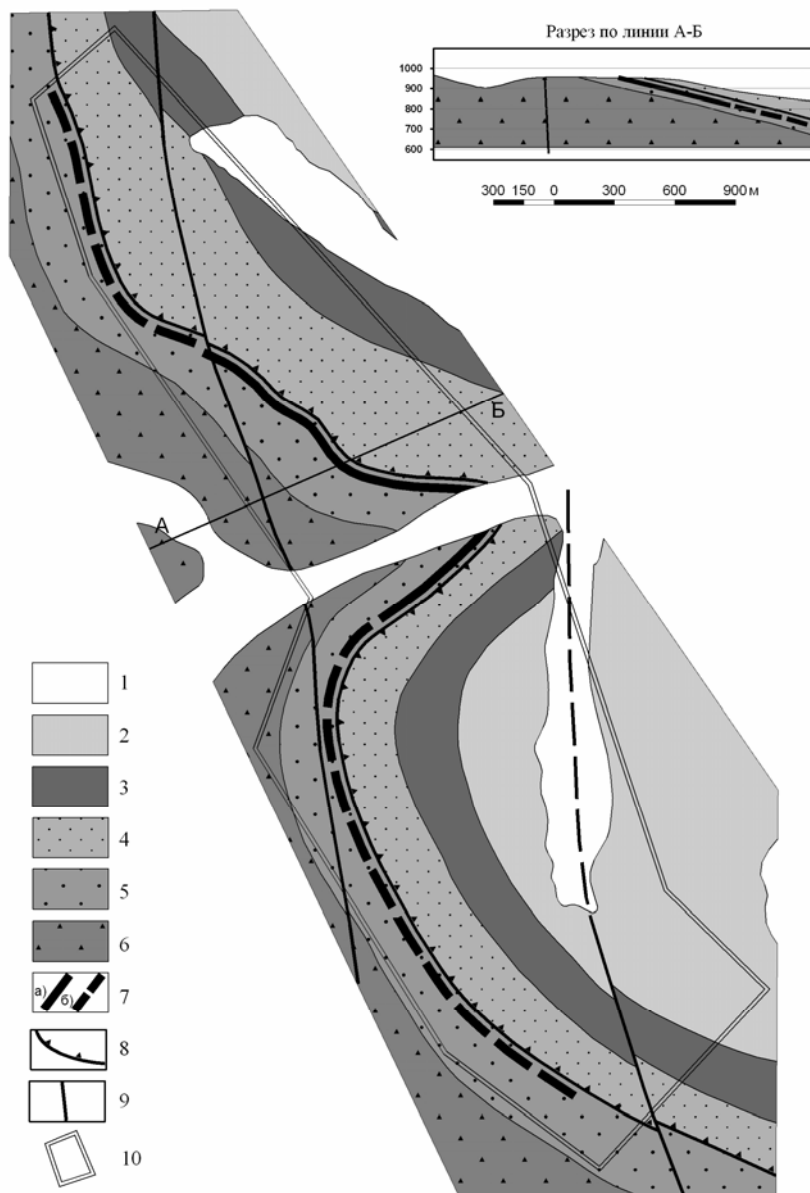


Рис. 2. Схематизированная геологическая карта месторождения «Ыканское»:

1 – аллювиальные отложения; 2 – анангская свита; 3 – вачская свита; 4-6 – аунакитская свита, верхняя подсвита: 4 – сланцы слюдисто-гранатовые («гранатовые диафториты»), 5 – сланцы высокоуглеродистые (рудовмещающие), 6 – сланцы углеродистые, метапесчаники; 7 – минерализованная зона, прослеженная канавами (а), линиями шурфов (б); 8-9 – разломы рудоконтролирующие: 8 – субсогласная надвиговая структура (зона расланцевания), 9 – секущие; 10 – границы месторождения «Ыканское»

углеродистыми и серыми безуглеродистыми кварцевыми мелкозернистыми метапесчаниками в соотношении 40:30:30%. Мощность слоев от первых сантиметров до первых метров. Завершает разрез пачки маркирующий горизонт светло-серых мелкозернистых кварцито-песчаников мощностью около 12 м, образующий курумные развалы и хорошо прослеживающийся по простиранию.

Вторая пачка мощностью также около 50 м сложена переслаивающимися метапесчаниками черными углеродистыми мелкозернистыми и тонкозернистыми (15-20 %) и сланцами черными углеродистыми слюдисто-кварцевыми (80-85 %). Переслаивание ритмичное с мощностями ритмов от первых миллиметров до 0,3-0,5 м. Породы внешне аналогичны породам вачской свиты и при картировании выделяются как «черная пачка».

Третья пачка сложена слабо углеродистыми и безуглеродистыми сероцветными породами, залегает между «черной пачкой» и вачской свитой, в связи с чем при картировании выделяется как «серая пачка». В ее основании залегает горизонт мощностью около 25 м гранатовых узловатых серых слабоуглеродистых сланцев с

прослоями мощностью до первых сантиметров метапесчаников кварцевых мелкозернистых серых безуглеродистых (до 30-55 %). Количество граната в сланцах часто довольно велико и достигает 10-30 % по объему. Размеры зерен граната обычно 1-3 мм. Породы в зоне рассланцевания интенсивно диафторированы (рис. 3-4), в связи с чем гранат почти полностью замещен вторичными минералами (хлорит, мусковит и др.). Гранатовые диафториты характеризуются более высокой механической «крепостью» по сравнению с нижележащими сланцами «черной пачки», в связи с чем они часто образуют крупноглыбовые развалы, а в горных выработках – уступы. Эти породы являлись «экраном» для рудоносных растворов, поэтому породы верхней части «черной пачки» наиболее интенсивно переработаны наложенными низкотемпературными процессами (мусковитизация, окварцевание и др.) вплоть до образования существенно мусковитовых сланцев, которые и вмещают золотое оруденение. Нижняя часть горизонта гранатовых диафторитов мощностью до 1 м также подверглась очень интенсивным низкотемпературным преобразованиям и часто также вмещает золоторудную минерализа-

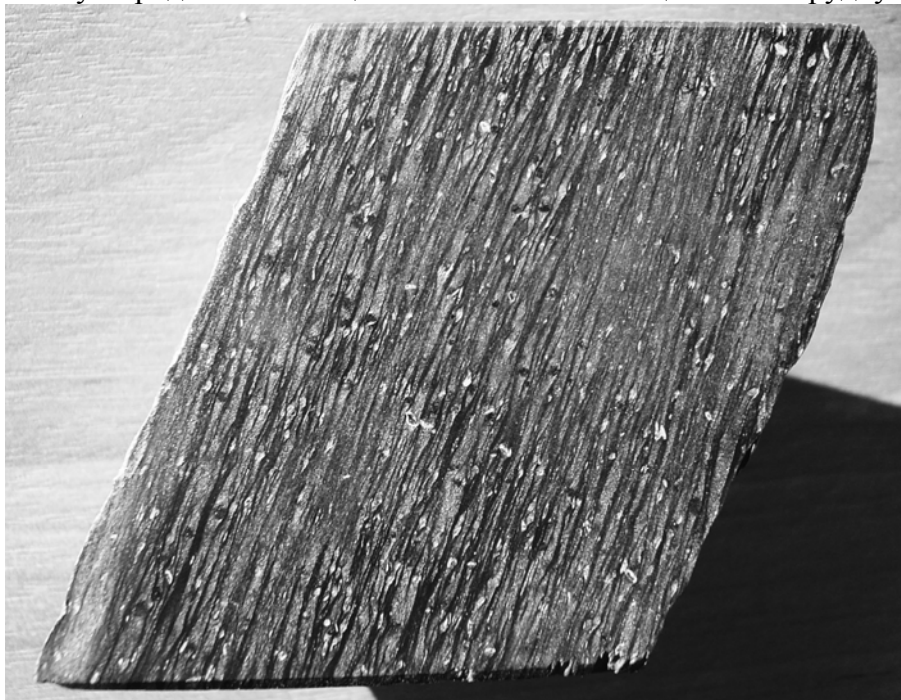


Рис. 3. Линзовидно-полосчатые структуры в гранатовых диафторитах. Светлые кристаллы – лейкоксенизированный ильменит. Диаметр зерна 61 мкм

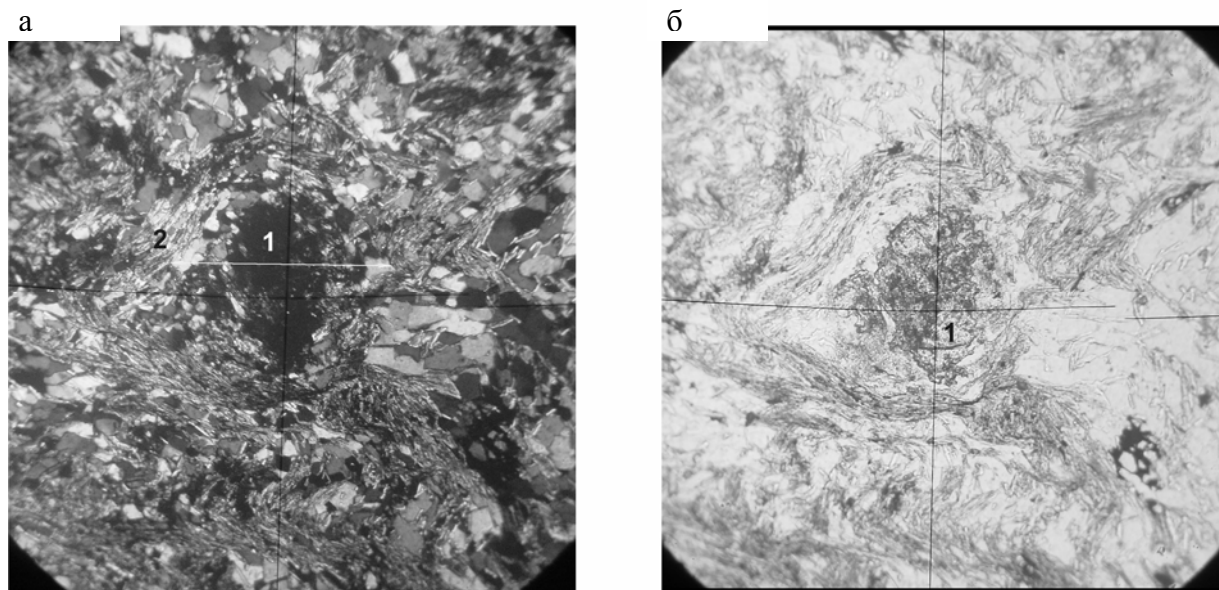


Рис. 4. Диафторированный гранат-содержащий кварц-мусковитовый сланец (по метапелиту):
 а – неполная псевдоморфоза серицита, мусковита, хлорита, кварца по гранату. Видна сланцеватость («потоки» мусковита), огибающая зерно граната. X 36, николи +; б – то же, николи II.
 I-реликты граната

цию. В зоне хлорита, где отсутствуют гранат и биотит, породы нижнего горизонта третьей пачки представляют собой слабо углеродистые алевролиты, алевросланцы, песчаники.

Выше горизонта гранатовых диафторитов на месторождении залегают метапесчаники мелкозернистые серые кварцевые с прослоями (до 30 %) метаалевролитов и метаалевропесчаников серых безуглеродистых или слабо углеродистых. Мощность прослоев от первых сантиметров до 1-3 м. Общая мощность «серой пачки» составляет 55-60 м. Общая мощность верхнеаунакитской подсвиты 155–160 м.

Вачская свита сложена черными сильно углеродистыми существенно кварцевыми сланцами с маломощными прослоями черных тонкозернистых кварцевых метапесчаников до кварцитов и кварцито-сланцев. Для делювиальных обломков характерно наличие белесых прокварцованных поверхностей сланцеватости. Мощность свиты составляет 120-400 м.

Анангская свита в пределах месторождения представлена нижней подсвитой, сложенной метапесчаниками мелкозернистыми и тонкозернистыми серыми кварц-полевошпатовыми часто с биотитом

с прослоями зеленовато-серых слабо углеродистых слюдисто-хлоритовых и гранат-слюдистых сланцев. Количество сланцев непостоянно и по разрезу меняется от 15-20 % до 30-40 %, составляя в среднем 25-30 %. Сланцы отмечаются как в маломощных прослоях в песчаниках, так и слагают пласты мощностью до 10-15 м.

В структурном плане месторождение «Ыканское» приурочено к «нормальному» юго-западному крылу Маракано-Тунгусской синклинали, осложненной системой зон рассланцевания надвиговой природы. Месторождение расположено в участке, где начинается деформация линейных складок гранито-гнейсовыми куполами Мамской группы (см. рис. 1). В результате этой деформации оси Маракано-Тунгусской синклинали и осложняющих ее более мелких складок, а также все продольные взбросы и надвиги, сформированные при линейной складчатости, плавно меняют свое простирание с субширотной до северо-западного и далее до субмеридиональной. Шарниры линейных складок в целом полого погружаются к юго-востоку.

Надвиги формируют структуру рудного поля и в виде серии «чешуй» деформируют крылья и ядерную часть Мара-

кано-Тунгусской синклинали. В пределах «Ыканского» месторождения надвиговая деформация проявилась в формировании зон рассланцевания.

Минерализованная зона отличается ярко проявленными низкотемпературными гидротермально-метасоматическими процессами, с которыми и связана золотоносность. Она представляет собой часть зоны рассланцевания надвиговой природы (см. рис. 2), деформирующей породы верхней подсвиты аунакитской свиты, и локализована в породах «черной пачки» под нижним контактом горизонта гранатовых диафторитов «серой пачки» (соответственно вторая и третья пачки верхне-аунакитской подсвиты). Породы в минерализованной зоне интенсивно рассланцованы, мусковитизированы, сульфидизированы, хлоритизированы, окварцованы. Окварцевание носит как жильно-прожилковый характер, так и метасоматический вплоть до образования пород типа кварцитов. Эти процессы связаны с послеметаморфической активизацией надвиговых зон, которые развивались очень длительно и после своего образования при линейной складчатости интенсивно активизировались в метаморфический этап при куполообразовании и в постмагматический рудный этап [5, 6]. Общая мощность минерализованной зоны превышает 50 м и практически вся она характеризуется повышенными содержаниями золота на уровне 0,05-0,2 г/т.

На левобережье руч. Медвежий в центральной части месторождения минерализованная зона одиннадцатью скважинами и двадцать одной канавой непрерывно прослежена на 950 м по простиранию и 750 м по падению (в рельефе) и повсеместно имеет близкое строение. Средний угол падения зоны 12-14° (на СВ), складчатых осложнений в этом участке не установлено, хотя отмечены участки с углами падения 30-35°. Простирание зоны северо-западное – 335°. На северо-запад от изученной части минерализованная зона прослежена по простиранию линиями шурфов еще на 1800 м, а на юго-восток на

правобережье руч. Медвежий – на 2500 м. Общая длина – более 4 км.

Интервалы с промышленным содержанием золота (свыше 1,0 г/т) располагаются непосредственно под контактом гранатовых диафторитов и часто захватывают их нижнюю часть. Породы в этих интервалах осветлены за счет интенсивной мусковитизации (рис. 5). Руда представляет собой серые кварц-хлорит-мусковитовые сланцы с тонкими чаще нитевидными прерывистыми золотоносными прожилками кварц-пирит-пирротинового состава, обычно почти не видимыми невооруженным глазом (рис. 6) в связи с незначительной мощностью (менее 1-2 мм) и малым количеством кварца (до 10-20 %). Эти прожилки либо приурочены к сколовым трещинам, секущим сланцеватость под острыми углами, либо формируются в зонах гофрировки, в которых при «изломе» сланцеватости и локализуется кварц-пирит-пирротиновая минерализация. При выщелачивании сульфидов прожилки «проявляются» рыжими охрами, а при образовании пустот при выщелачивании сульфидов на стенках трещин часто наблюдается видимое золото. Поэтому в канавах рудные интервалы выделяются уверенно по видимому золоту, хотя общий внешний облик руды является весьма не обычным для региона.

В формировании минерализованной зоны в послеметаморфический этап отчетливо выделяются две стадии. Первая стадия связана с активизацией зоны рассланцевания при диафторезе, когда в процессе рассланцовки породы подверглись интенсивной мусковитизации и хлоритизации. В гранатовых диафторитах в «тенях давления» зерен измененного граната возросло количество кварца, происходило перераспределение углеродистого (графитистого) вещества по сланцеватости с формированием линзующихся полос, происходила лейкоксенизация ильменита (см. рис. 3, 4). В углеродистых сланцах «черной пачки» рассланцевание и мусковитизация протекали более равномерно в связи с почти полным отсутствием жестких вклю-

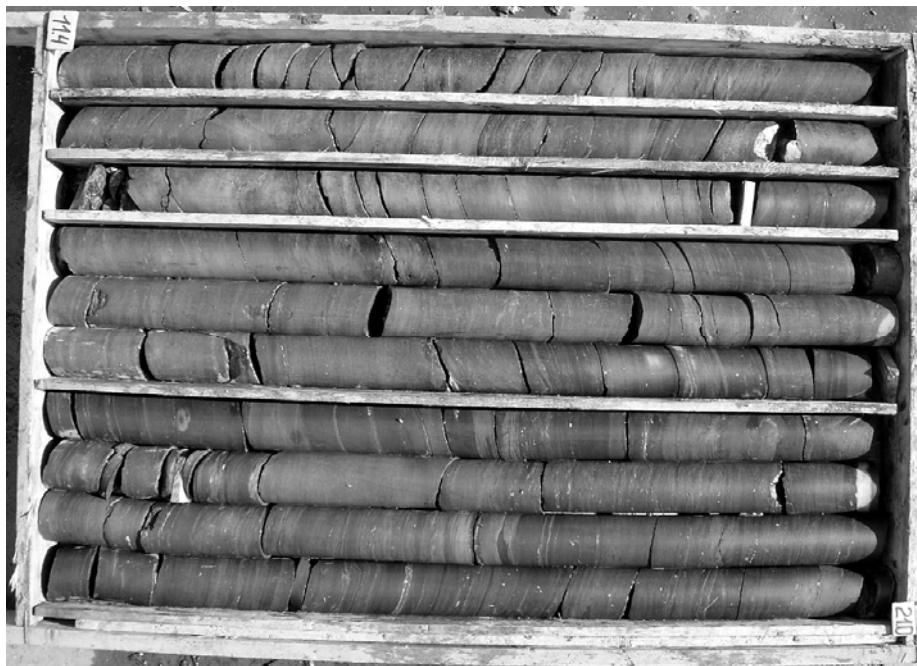


Рис. 5. Рудоносный уровень в скважине:

В керне в интервале 12,4-14,4 м – видимое золото, в интервале 11,4-13,0 м – переходная часть между «серой» и «черной» пачками (переслаивание гранатовых диафторитов и интенсивно мусковитизированных углеродистых сланцев). Общее осветление углеродистых сланцев под гранатовыми диафторитами и «затушевание» слоистых текстур связано с увеличением интенсивности мусковитизации.

чений, хотя и в этом случае формировалась линзовидно-полосчатая текстура (см. рис. 6). Причем интенсивность и рассланцевания и мусковитизации в «черной пачке» нарастала по мере приближения к по-

дошке горизонта гранатовых диафторитов и вблизи ее происходило полное затушевание слоистых текстур (см. рис. 5). При этом происходит осветление пород за счет их интенсивной мусковитизации и пере-

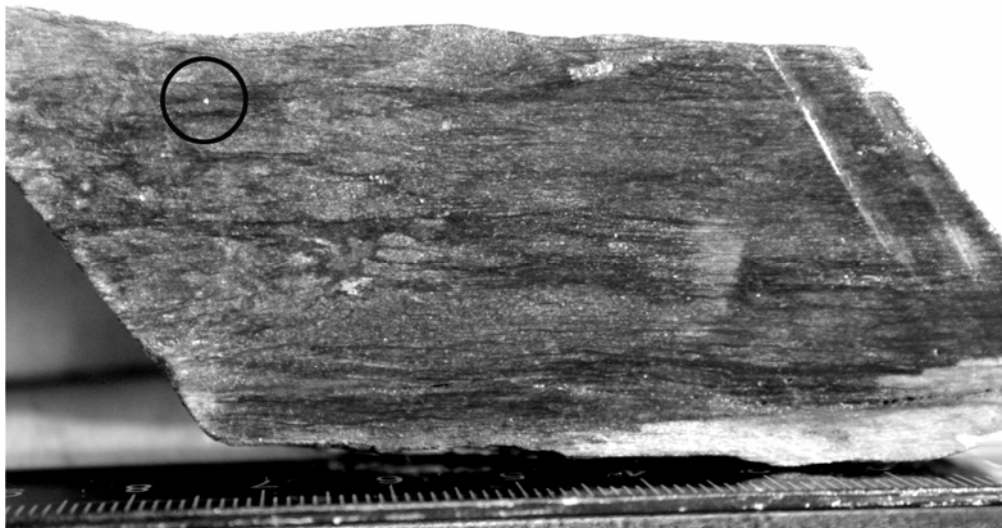


Рис. 6. Линзовидно-полосчатая текстура породы рудного интервала – интенсивно рассланцованные мусковитизированные углеродистые сланцы с золотоносными кварц-пирротиновыми просечками.

Более темные «полосы» - существенно мусковитовые сланцы. Белое – видимое золото.

Диаметр керна 61 мм

распределения (?) углеродистого вещества. Ниже по разрезу, как правило, слоистость хорошо сохраняется и интенсивность низкотемпературных преобразований во многом определяется первичным составом пород: в метапелитах и метаалевропелитах мусковитизация и хлоритизация протекали интенсивно, тогда как в метапесчаниках – слабее.

Второй этап – рудный, когда происходило окварцевание и сульфидизация. Эти процессы протекали довольно равномерно, в связи с чем строение минерализованной зоны достаточно выдержано. Интервалы с промышленным содержанием золота (свыше 1,0 г/т) располагаются непосредственно под контактом гранатовых диафторитов и часто захватывают их нижнюю часть.

Кроме описанных кварцевых жил ниже рудного интервала отмечается еще две разновидности кварцевой минерализации. Это, во-первых, зонки послойного прокварцевания с обильной тонкозернистой прожилковидной пирит-пирротиновой минерализацией. Во-вторых, маломощные (до 1-2 см) также согласные сланцеватости прожилки белого гранулированного мелко-среднезернистого кварца (см. рис. 5).

Кварцево-жильная минерализация внешне не связана со стадией выделения золота, хотя в ее распределении в пределах минерализованной зоны существует некоторая зональность. Так, кварцевые жилы, мощность которых достигает 1,6-1,8 м, в большинстве горных выработок и скважин (75 %) локализуются в зоне нижнего контакта гранатовых диафторитов и непосредственно «примыкают» к рудному телу либо с висячего, либо с лежащего бока. Редко рудный интервал находится между двумя жилами. В нескольких случаях кварцевые жилы отмечаются в 3-10 м ниже рудного тела. В единичных случаях маломощные кварцевые жилки отмечаются в гранатовых диафторитах выше рудного интервала на 3-6 м, хотя в целом гранатовые диафториты, залегающие выше рудных интервалов, практически не содержат ни кварцевой ни сульфидной минера-

лизации. Кварц в жилах однотипный – белый, слабо просвечивающий до полупрозрачного, с полураковистым изломом и шелковистым блеском. Не содержит включений сульфидов и бурого шпата, иногда мусковитизированный по неровным трещинкам. Образование кварцевых жил относительно основной золотоносной кварц-сульфидной стадии, по-видимому, позднерудное. Достаточно часто на поверхностях контактов жил в делювии отмечаются примазки пленочного золота. Не исключено, что оно появляется при внедрении кварцевых жил в рудные интервалы. Только в одной скважине в части кварцевой жилы, «примыкающей» сверху к рудному интервалу, установлены довольно высокие (2,4 г/т) содержания золота.

Сульфидная минерализация в минерализованной зоне также имеет отчетливую зональность в проявлении. В собственно рудном интервале (рудном теле), как уже отмечалось, развиты золотоносные маломощные просечки в сколовых трещинах или зонки сульфидизации в зонках гофрировки сланцеватости кварц-пирит-пирротинового состава. И пирит и пирротин в тех и других представлены тонкозернистыми агрегатами, макроскопически видимые кристаллы отсутствуют. Ниже рудного интервала, где появляется тонкое кварцевое и кварц-сульфидное прожилкование, появляется крупнокристаллическая пиритовая минерализация, как вкрапленная в породы, так и формирующаяся в кварцевых и кварц-пирротиновых прожилках. В последнем случае кристаллы пирита часто «вырастают» до значительных размеров (0,5-1,0 см), превышающих мощность прожилков, и «внедряются» во вмещающие породы. Вкрапленная пиритовая минерализация представлена в виде порфириобласт, переполненных, особенно в краевых частях, включениями реликтов вмещающей породы – пластинками мусковита, сохраняющими свое первоначальное положение, то есть пирит образовывался в уже мусковитизированных породах.

Минералогическим анализом в руд-

ной зоне в незначительных количествах устанавливается арсенопирит, халькопирит, галенит и сфалерит, но ни визуально, ни при изучении аншлифов они не наблюдались.

Рудное тело. На настоящей стадии изученности месторождения только на левобережье руч. Медвежьего имеется достаточное количество разведочных сечений для подсчета запасов категорий C_1 и C_2 .

По бортовому содержанию 1 г/т на месторождении «Ыканское» выделено единое рудное тело, имеющее исключительно отчетливый литолого-стратиграфический контроль: оно залегает под нижним контактом горизонта гранатовых диафторитов третьей пачки верхнеаунакитской подсвиты, захватывая самую нижнюю часть гранатовых диафторитов.

Рудное тело прослеживается непрерывно во всех пересечениях канавами и скважинами на 660 м по простиранию и на 480 м по падению, имеет мощность от 2,0 до 8,0 м. Средние содержания золота по пересечениям от 2,1 (в одном пересечении 1,54) до 10,0 г/т. Наибольшую мощность (4,0-8,0 м) и наиболее высокие содержания золота (3,1-10,0 г/т) рудное тело имеет на протяжении 200 м. В этих пересечениях содержания золота в борздовых пробах достигают 13-18 г/т. Средние содержания золота в рудном теле составили 3,21 г/т (блок C_2) и 4,50 г/т (блок C_1).

Изучение *вещественного состава и технологических свойств руд* проводилось в ОАО «ИРГИРЕДМЕТ» (Д.И. Коган и др.).

Визуально все руды месторождения «Ыканское» однотипны и представляют собой кварц-мусковитовые сланцы с вкрапленной пирит-пирротиновой минерализацией и тончайшими просечками кварц-пирит-пирротинового состава. Руды характеризуются практически полным отсутствием цветных, редких и редкоземельных элементов. Промышленный интерес в руде представляет только золото.

Основная масса драгоценного металла (практически 97 %) представлена мелкими и тонкодисперсными золоти́нами.

Связь золота с минералами механическая, поэтому оно достаточно хорошо вскрывается при измельчении. Доля амальгамируемого металла при крупности измельчения до 96 % класса минус 0,074 мм составляет 92 %.

Руда относится к категории неупорных легкоцианируемых: массовая доля цианируемого золота составляет 97,4 %.

Золото в руде представлено самородными выделениями. Других форм его нахождения не зафиксировано. Связь золота с минералами и минеральными агрегатами механическая, что способствует достаточно хорошей вскрываемости драгоценного металла при дроблении и измельчении.

Форма золоти́н весьма разнообразна (по мере убывания): компактно- и уплощенно-неправильная, таблитчатая, пластинчатая, изометричная, комковатая, кристаллоподобная, крючковатая, проволоковидная, игольчатая, каплевидная, дендритовидная. Размер единичных золоти́н проволоковидной формы достигает 0,25 x 3,5 мм, а тонкотаблитчатых 0,5 x 1,55 мм и 0,8 x 1,2 мм.

Цвет золота в основном ярко-желтый, небольшая часть представлена светло-желтыми и зеленовато-желтыми золоти́нами. Проба золота (по классификации Н.В. Петровской) относится к классу высокой и очень высокой, почти чистой и по данным атомно-адсорбционного анализа составляет: 957 (светло-желтое), 959 (зеленовато-желтое), 991 (ярко-желтое).

Рельеф поверхности – неровный шероховатый и ямчато-бугорчатый с наростами кристаллоподобных выделений золота. По степени загрязнения присутствуют в основном чистые блестящие золоти́ны, небольшая их доля покрыта прерывистыми корочками гидроксидов железа или находится в сростках с кварцем и хлорит-слюдистыми агрегатами. Последнее наиболее характерно для пластинчатых форм.

Исходя из гранулометрической характеристики (табл. 1) следует, что масса золота гравитационной крупности (класс +0,074 мм) составляет в сумме 48,4 %, а

45,2 % драгоценного металла в руде находится в мелких и очень мелких частицах (классы $-0,25 + 0,074$ мм). Основная масса золота (51,6 %) сосредоточена в классах, относящихся к категории тонких и тонкодисперсных ($-0,074$ мм).

Таблица 1
Гранулометрическая характеристика
золота в исходной руде

Классы крупности, мм	Выход класса, %
+0,5	1,0
-0,5+0,25	2,2
-0,25+0,15	22,8
-0,15+0,10	18,9
- 0,10 +0,074	3,5
- 0,074+0,05	5,0
- 0,05	46,6
Итого	100,0

Рекомендован комбинированный вариант технологической схемы с использованием отсадки, концентрационного стола и центробежного концентратора Нельсона: в зависимости от содержаний золота в исходной руде извлечение в «золотую головку» благородного металла составляет 71,25-76,4 %, в промпродукт извлекается 15,36-19,2 %. Промпродукт стола следует подвергнуть цианированию, что дополнительно увеличивает извлечение на 18 %. Общее извлечение ценного компонента по данной схеме составит 94-95 %.

Результаты тестовых опытов по цианированию продуктов обогащения показывают, что они легко цианируются – в раствор переходит до 99,0 % металла. Тестовые опыты по кучному выщелачиванию исходной руды показали возможность извлечения из руды 79,6-80,3% золота.

Библиографический список

1. Буряк В.А. Генетические типы и закономерности локализации золотого оруденения Ленского района // Вопросы геологии и золотоносности Ленского района. – Иркутск, 1969. – С. 116-140.
2. Буряк В.А. Метаморфизм и золотое оруденение // Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. – М.: Наука, 1981. – С. 31-48.
3. Иванов А.И. Закономерности формирования линейной складчатости северной части Байкало-Патомского нагорья: автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук. – Иркутск, 1984.
4. Иванов А.И. Основные этапы рудообразования и металлогеническое районирование северной части Байкало-Патомского нагорья // Металлогения Сибири. – Новосибирск, 1987. – Т. II. – С. 87-88.
5. Иванов А.И. Закономерности формирования золоторудных месторождений Бодайбинского рудного района // Известия Сиб. отд-ния секции Наук о Земле РАЕН., Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2005. – Вып. 2. – С. 37-49.
6. Иванов А.И. Основные черты геологического строения и золотоносность Бодайбинского рудного района // Руды и металлы. – 2008. – № 3. – С. 43-61.
7. Иванов А.И., Лифшиц В.И., Перевалов О.В. и др. Докембрий Патомского нагорья. – М.: Недра. – 1995. – 353 с.
8. Ленский золотоносный район / Ю.П. Казакевич, С.Д. Шер, Т.П. Жаднова и др. – М.: Недра, 1971. – Т.1.

Рецензент доктор геолого-минералогических наук, профессор
Иркутского государственного технического университета В.А. Филонюк

УДК 553.078

С.А. Бузов¹

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА УЧАСТКЕ ВЛАДИМИРСКИЙ (ВОСТОЧНЫЕ САЯНЫ)

Рассмотрены вопросы применимости тектонофизических методов для изучения структур золоторудных месторождений на примере Владимирской площади (Восточный Саян). Структурные элементы участка изучены с помощью структурно-тектонического моделирования. Предложена модель формирования золоторудного оруденения Владимирской площади на основе его связи со структурами участка.

Ключевые слова: строение рудного поля, золото, Гарганский тектонический блок, геодинамические условия, оруденение, тектонофизика, моделирование.

Библиогр. 2 назв. Ил. 7.

THE STRUCTURAL CONTROL OF GOLD MINERALIZATION ON THE SITE VLADIMIRSKIY (EAST SAYAN MOUNTAINS)

S.A. Buzov¹

The author considers the questions of the applicability of tectonophysical methods to the study of gold ore deposit structures on an example of the Vladimirskaia area (East Sayan mountains). Structural elements of the site are studied by means of structural and tectonic modeling. The author proposes a model of gold ore mineralization formation of Vladimirskaia area based on its bonds with the structures of the site.

Key words: structures of ore area, Gargan tectonic block, geodynamic conditions, mineralization, tectonophysics, modeling.

2 sources, 7 figures.

При изучении рудных месторождений особую ценность представляют достоверные данные о локальных структурах месторождений, именно тех, которые напрямую связаны с рудными телами. Высокая точность при расшифровке строения месторождений достигается путем комплексирования разнообразных методов изучения структур рудных полей и месторождений.

Одним из направлений структурной геологии является тектонофизика, занимающаяся изучением Земли с точки зрения классической физики и строящая свои выводы с помощью физико-математических моделей и построений. При проведении тектонофизического анализа ставится задача собрать максимально возможное количество информации о локальных тектонических элементах

площади (таких как трещины скола и отрыва, складки, слоистость и др.) и, основываясь на статистическом анализе данных, выявить характер геодинамической обстановки участка работ. Набор статистически значимого количества замеров и равномерность сети покрытия точками наблюдения обеспечивает высокую точность результатов. Несмотря на высокую надежность, такие методы в настоящее время остаются экзотикой при проведении работ по изучению структур рудных полей. Причина такого положения в том, что эти методы весьма трудоемки и требуют специально подготовленных исполнителей. Геологи, применяющие такие методы, позиционируют их как дополнение к классическим приемам, хотя именно такой подход позволяет получить более достоверные результаты.

¹Бузов Сергей Анатольевич, аспирант Иркутского государственного технического университета, 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова. 83, тел.: 89027614125, e-mail: sergirb@yandex.ru

¹Buzov Sergey Anatoljevich, a post-graduate of Irkutsk State Technical University, 83 Lermontov St, Irkutsk, tel.: 89027614125, 664074, e-mail: sergirb@yandex.ru

Золотоносный участок Владимирский расположен в Окинском районе Республики Бурятия, в верховьях р. Китой, в междуречье Хойто- и Урда-Улзыты. По геологическому положению участок находится на юго-восточной окраине Гарганской глыбы в юго-восточной части Восточного Саяна (рис. 1). В металлогеническом отношении это юго-восточный фланг Урда-Улзытинской золоторудной зоны Гарганского рудного района.

В геологическом строении исследуемой территории принимают участие осадочные породы гарганской серии среднего рифея (на юге и юго-востоке площади), метаморфические образования архей-нижнепротерозойского возраста (большая

часть территории), эффузивные породы и дайки диабазов.

Гарганская серия представлена иркутской и ильчирской свитами, сложенными комплексом чередующихся терригенных и карбонатных пород. По данным И.Н. Семейкина [1] начало каждого терригенного горизонта выражено слоями гравелитов, песчаников, алевролитов и сланцев, определяющими трансгрессивную серию осадков. Карбонатные породы, сменяющие сланцы, характеризуют максимальную фазу трансгрессии, перекрывающие карбонаты сланцы представляют регрессивные осадки. В целом такой комплекс пород составляет один седиментационный цикл (литоцикл).

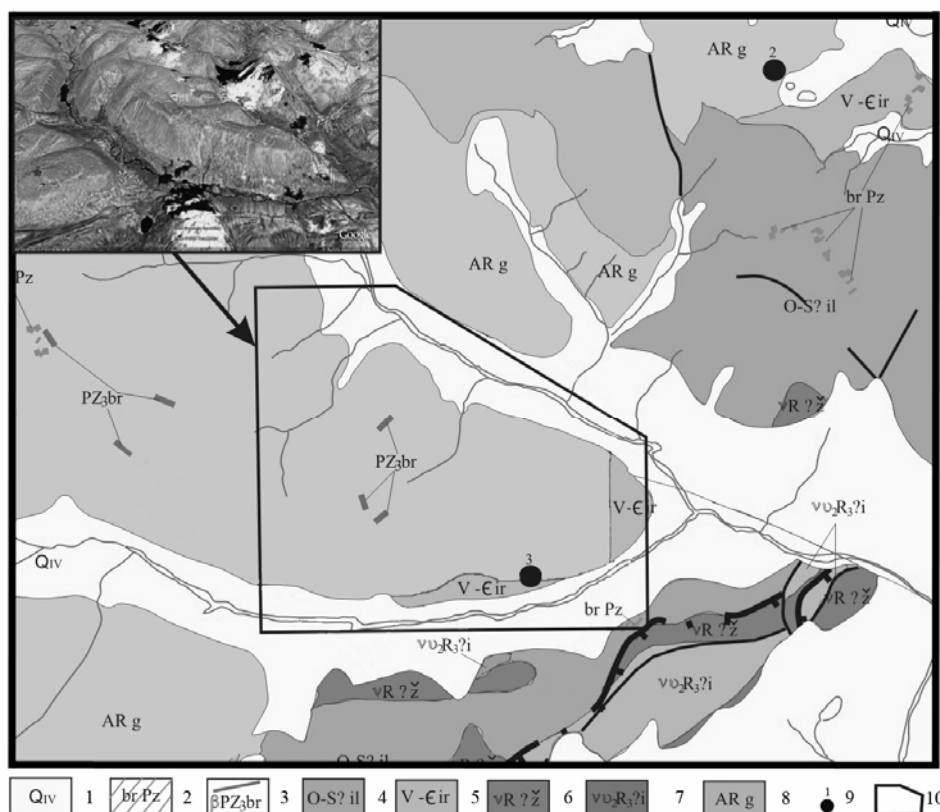


Рис. 1. Позиция участка Владимирского в геологических структурах Гарганской глыбы (Восточные Саяны):

1 – верхнечетвертичные отложения нерасчлененные; 2 – позднепалеозойские гидротермально-метасоматические образования (березиты, листовениты); 3 – позднепалеозойские интрузивные образования (барунхолбинский дайковый комплекс кислого и основного состава: порфиристы, диабазы); 4 – ильчирская свита: хлорит-серецитовые, серицит-кварцевые сланцы, метапесчаники; 5 – иркутская свита: известняки, доломиты, алевролиты; 6 – жохойский комплекс: габбро, диориты, амфиболиты; 7 – ильчирский комплекс: габбро, амфиболиты; 8 – гарганский комплекс: гнейсограниты; 9 – месторождения и их номера: 2 – Пионерское, 3 – Динамитное; 10 – контур участка Владимирский. Вверху слева – космоснимок площади

В бассейнах рек Самарта и Улзыта в иркутской свите насчитывается пять литоциклов, в ильчирской – три. Аналогичным образом построен разрез гарганской серии в исследуемом районе.

Большая часть территории сложена зеленовато-серыми гранито-гнейсами, гнейсовидность в которых имеет преобладающее падение в южных румбах, а простирание ее меняется от широтного до юго-восточного, что отражает, очевидно, процессы формирования толщи гнейсов (рис. 2).

В соответствии с известной методикой структурно-тектонифизических исследований [2] изучение Владимирского участка проводилось на основе сети структурных площадок, имеющих естественные коренные выходы или горные выработки

(канавы, шурфы, расчистки, штольни и др.). Помимо стандартного набора данных, получаемых при любом геологическом маршруте (состав пород в точке наблюдения, элементы залегания, визуально наблюдаемые тектонические структуры и их элементы и т.д.), в точке наблюдения собираются статистические данные о мелкой трещиноватости, слоистости, складках. Набор таких данных продолжается до формирования списка из 100-125 записей (такое количество обусловлено необходимостью получения статистически достоверных данных).

По результатам структурно-геологического изучения площади были получены следующие выводы о морфологии и условиях формирования главных структур территории.

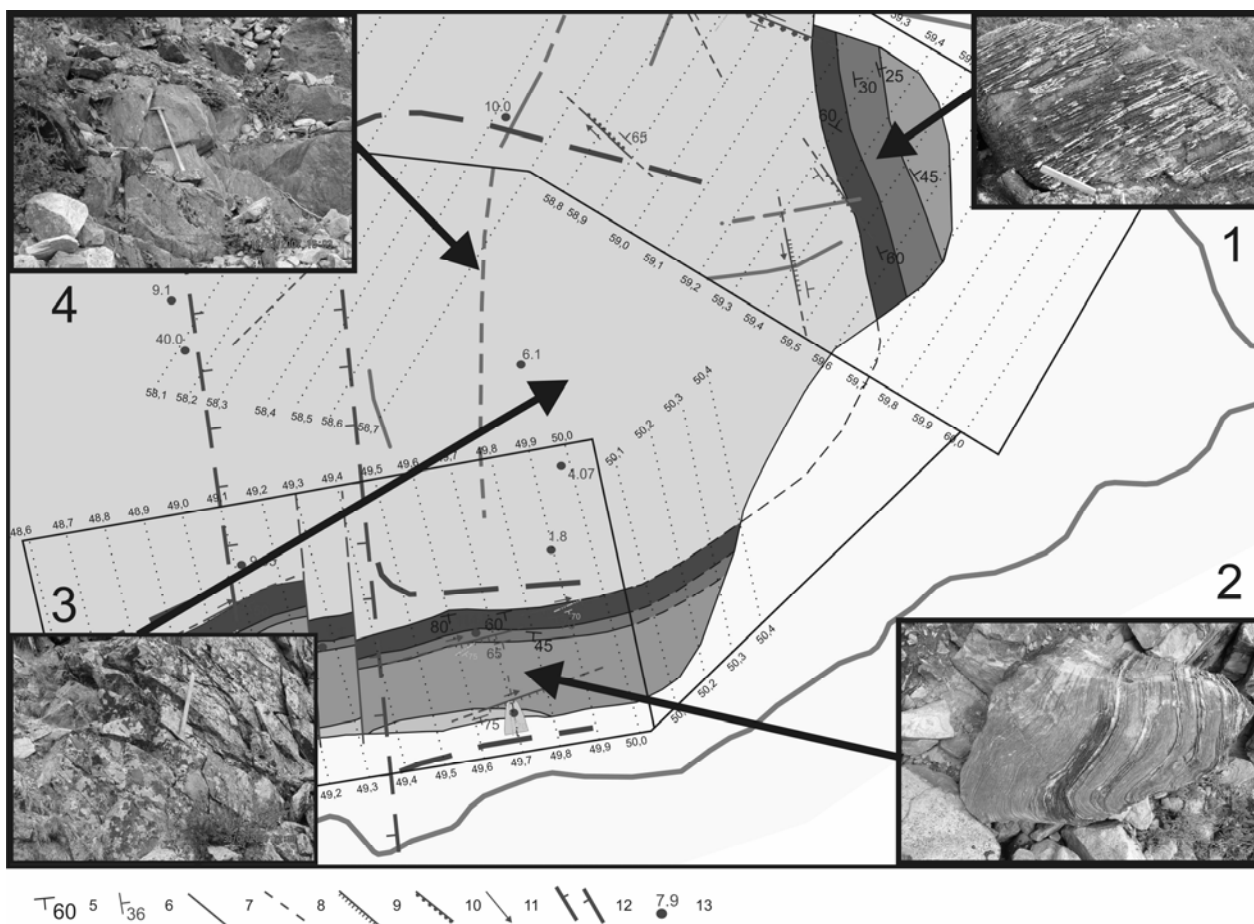


Рис. 2. Геологическая схема участка Владимирский
(составили А.Т. Корольков, С.А. Бузов и И.Н. Семейкин):

1-2 - осадочные породы гарганской серии; 3 - зеленовато-серые гранито-гнейсы; 4 - дайки кислого и основного состава (диабазы, порфириты); 5 - нормальное залегание пород; 6 - угол падения разломов; 7-10 - разломы: 7 - установленные достоверно, 8 - выделенные по анализу трещиноватости, 9 - сбросы, 10 - взбросы; 11 - направление тектонических движений; 12 - зона регионального разлома; 13 - точки золотой минерализации

Контактирующие с гнейсами терригенно-карбонатные породы иркутской свиты обнажаются на юге и юго-востоке территории как сохранившиеся от эрозии участки. Их залегание в виде прерывистой полосы обрамления с падением горизонтов на юг и юго-восток под углами 45-60° свидетельствует о блоково-купольной постройке, формирование которой очевидно имело место в послерифейское время. На контакте этих пород с подстилающими гранито-гнейсами в ряде случаев наблюдаются зоны рассланцевания, иногда зоны окварцевания, что свидетельствует о смещениях при сводообразовании. Несмотря на то, что в настоящее время купольной структуры на площади не наблюдается, тем не менее в водораздельной части встречаются остроугольные обломки пород иркутской свиты, появление которых нельзя объяснить механическим переносом (рис. 3).



Рис. 3. Остроугольные глыбовые обломки известняков иркутской свиты на водоразделе среди гнейсо-гранитов гарганской серии

Главной дорудной структурой участка является антиклинальная запрокинутая складка, «просвечивающаяся» среди гранито-гнейсов, которая осложнена сдвиго-надвигами в северном запрокинутом крыле. Устанавливается по ориентировке гнейсовидности. Складчатая структура подтверждается преимущественно пологой южной ориентировкой гнейсовидности в северном запрокинутом крыле складки, где в отдельных обнажениях удается различить даже мелкую принадвиговую складчатость высших порядков, и относительно

крутым залеганием гнейсовидности в ядерной части и в южном крыле (рис. 4).

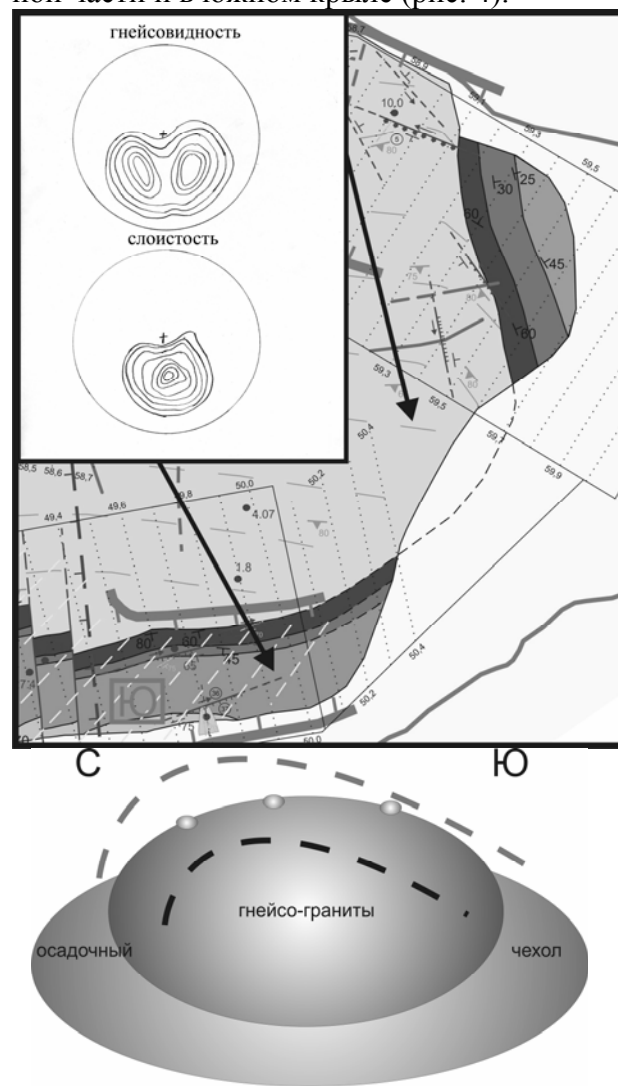


Рис. 4. Модель предполагаемой древней запрокинутой антиклинальной складки и ориентировка в ней слоистости и гнейсовидности

По мнению А.Т. Королькова можно предположить, что под запрокинутой складчатой структурой, которая намечается по анализу замеров гнейсовидности, на глубине расположена кровля интрузивного тела гранитоидов.

Наличие нескрытого массива гранитоидов в гребневой части запрокинутой складки косвенно подтверждается метасоматическими зонами калишпатизации: калишпатовые граниты в виде обломков часто фиксируются, но, к сожалению, не удалось точно определить положение их зон развития; возможно, они совпадают по

ориентировке с участками крутопадающего залегания гнейсовидности в гребневой части запрокинутой складки. В целом брахиформная блоково-купольная структура подтверждается:

а) залеганием терригенно-карбонатных пород на участке Динамитный (южное нормальное крыло древней складки);

б) ориентировкой слоистости терригенно-карбонатных пород на западе участка (периклинальное замыкание древней складки);

в) залеганием терригенно-карбонатных пород на левом борту р. Хойта-Улзыта;

г) многочисленными остроугольными обломками карбонатных пород в ядерной части древней складки (в центральной части блоково-купольной структуры), которые находятся среди преобладающего поля обломков гранито-гнейсов;

д) наличием сбросо-сдвиговых зон разломов в северной и южной части участка Владимирский по обрамлению блоково-купольной структуры.

Намеченная по ориентировке гнейсовидности запрокинутая антиклинальная складка – наиболее ранняя структурная рама. Впоследствии на этой территории происходили вертикальные подвижки, что способствовало образованию по периферии блоково-купольной структуры разломных зон (сдвига-сбросовых и зон рассланцевания).

По соотношению межпластового кливажа и слоистости терригенно-карбонатных пород в южной части складки на участке Динамитный фиксируются преимущественно правые сбросо-сдвиговые перемещения (в нормальном крыле).

В гранито-гнейсах северной части (участок Хойто-Улзыта) по соотношению мелких складчатых структур, выявленных в отдельных обнажениях по замерам гнейсовидности, отмечаются преимущественно левые взбросо-сдвиговые перемещения (подобные «межпластовому кливажу», только в запрокинутом крыле).

На отдельных участках встречаются дайки кислого и основного состава (диабазы, порфириды). Часто дайки рассланцованы, что, вероятно, тесно связано с формированием золотого оруденения на участке. Многочисленные обломки этих даек распространены по всему участку. Иногда ориентировки контактов даек, гнейсовидности и зон рассланцевания совпадают, в этом случае дайки интенсивно рассланцованы и несут вкрапленное сульфидное оруденение. Но чаще всего дайки диабазов под острым углом пересекают гнейсовидность (рис. 5). Вероятно, они образовались в трещинах отрыва при субмеридиональном сжатии, которое наиболее интенсивно проявилось в центральной части участка Владимирский.

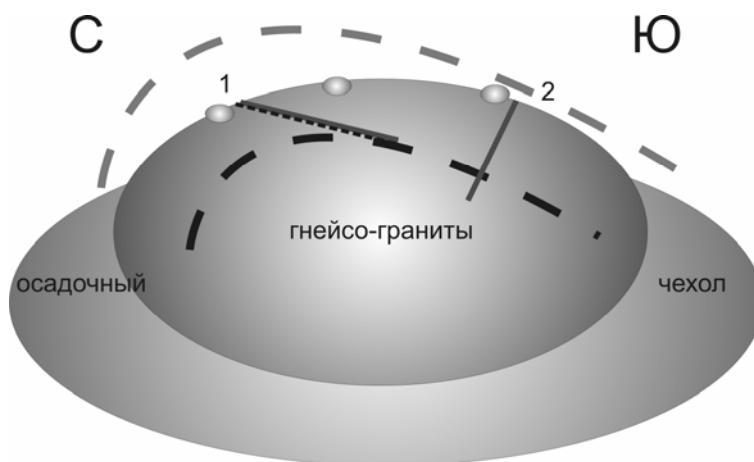


Рис. 5. Модель расположения даек двух типов:

1 – рассланцованные дайки, субпараллельные гнейсовидности и слоистости; 2 – дайки вкрест гнейсовидности и рассланцеванию

Разрывные нарушения площади образуют несколько систем.

Системой первого порядка стоит считать нарушение субмеридионального простирания. Эти разломы имеют следующие характеристики: азимут простирания 320° - 360° , угол падения 30° - 60° , по характеру движения это правые сдвиги-сбросы. На участке выделена субмеридиональная зона, относящаяся к крупному разлому, отмеченному в этой части Восточного Саяна. Для этой зоны характерна повышенная плотность трещин, сопровождающихся кварцевыми жилами и дайками диабазов и порфириров. На площади отмечены еще несколько субмеридиональных нарушений, расположенных параллельно указанной зоне. Нарушения этой системы также выделяются по геофизи-

ческим данным. К этой системе приурочены самые мощные дайки площади (рис. 5, вставка 1).

Системы разрывов второго порядка связаны с субмеридиональной зоной. Наиболее проявлена *система северо-западного простирания*: аз. падения 45° - 70° , угол падения 30° - 80° . По характеру движений это в большинстве случаев левые сбросо-сдвиги, но иногда встречаются и правые взбросо-сдвиги. Эта система распространена по всему участку и в особенности хорошо проявлена в гнейсо-гранитах на севере площади. Протяженность этих разломов не более нескольких сотен метров, и на данный момент они трудно прослеживаются в рельефе из-за плохой обнаженности. Северо-западные разломы создают кулисообразную сеть,

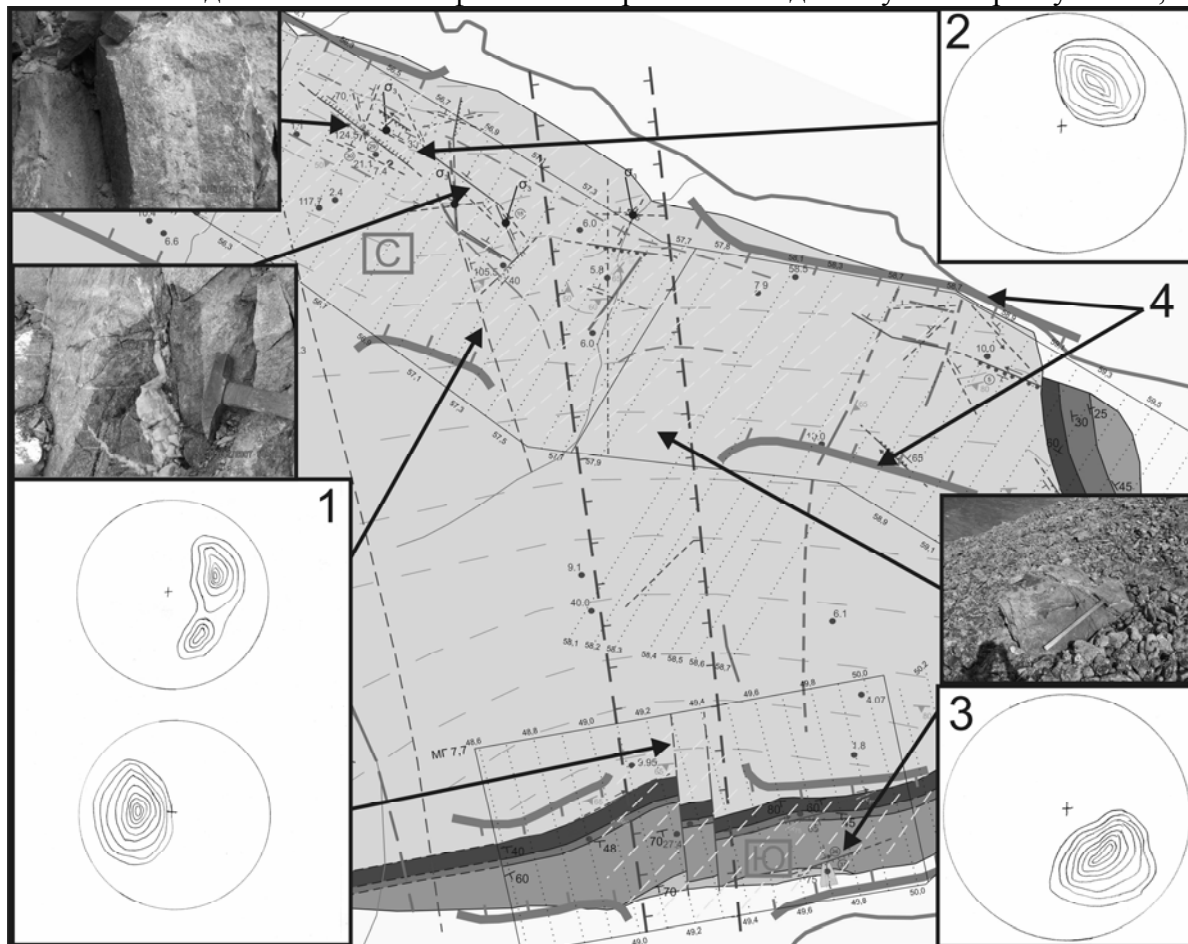


Рис. 6. Системы разломов участка Владимирский и характерные для них диаграммы трещиноватости:

- 1 – система субмеридионального простирания; 2 – система северо-западного простирания; 3 – система северо-восточного простирания; 4 – границы зон распространения золотой минерализации. Другие обозначения см. на рис. 2

протягивающуюся вдоль бортов главного хребта участка. Эта система часто сопровождается маломощными кварцевыми жилами, в некоторых случаях с сульфидами. Иногда по этой системе развивались дайки диабазов (рис. 5, вставка 2).

Кроме того, выделена *система северо-восточного простирания*: азимут падения 120° - 160° , угол падения 45° - 80° , по характеру движения это в основном правые сдвиги-сбросы. Эта система хорошо проявлена на участке Динамитный и слабо выражена на севере площади. На участке Динамитный эта система находится в осадочных толщах и часто сопровождается кварцевыми жилами, в том числе рудной жилой месторождения Динамитное. На севере эта система слабо выражена, и установить характер движений по ней очень сложно. Обе системы второго порядка, описанные выше (северо-западная и северо-восточная), сопровождаются кварцевыми и сульфидно-кварцевыми жилами, образованными как по трещинам скола

(самой системы и оперяющих разломов), так и по трещинам отрыва, образовавшимся при сдвиговом движении по разломам этих систем (рис. 6, вставка 3).

Также на площади отмечается небольшое количество субширотных разломов: аз. падения 200° - 160° и 350° - 30° , угол падения 20° - 50° . Характер движения не установлен.

При рассмотрении взаимодействия этих систем было реконструировано поле напряжения, соответствующее этапу образования разрывных нарушений и рудообразования. Ось сжатия имеет азимут простирания $\sim 270^{\circ}$. То есть реконструируется обстановка субширотного сжатия, которая имела важное значение для локализации оруденения (рис. 7).

С учетом известных закономерностей локализации золотого оруденения Гарганского рудного узла на изученном участке выделяется несколько порядков рудоконтролирующих структур, отражающих связь оруденения с тектоникой площади.

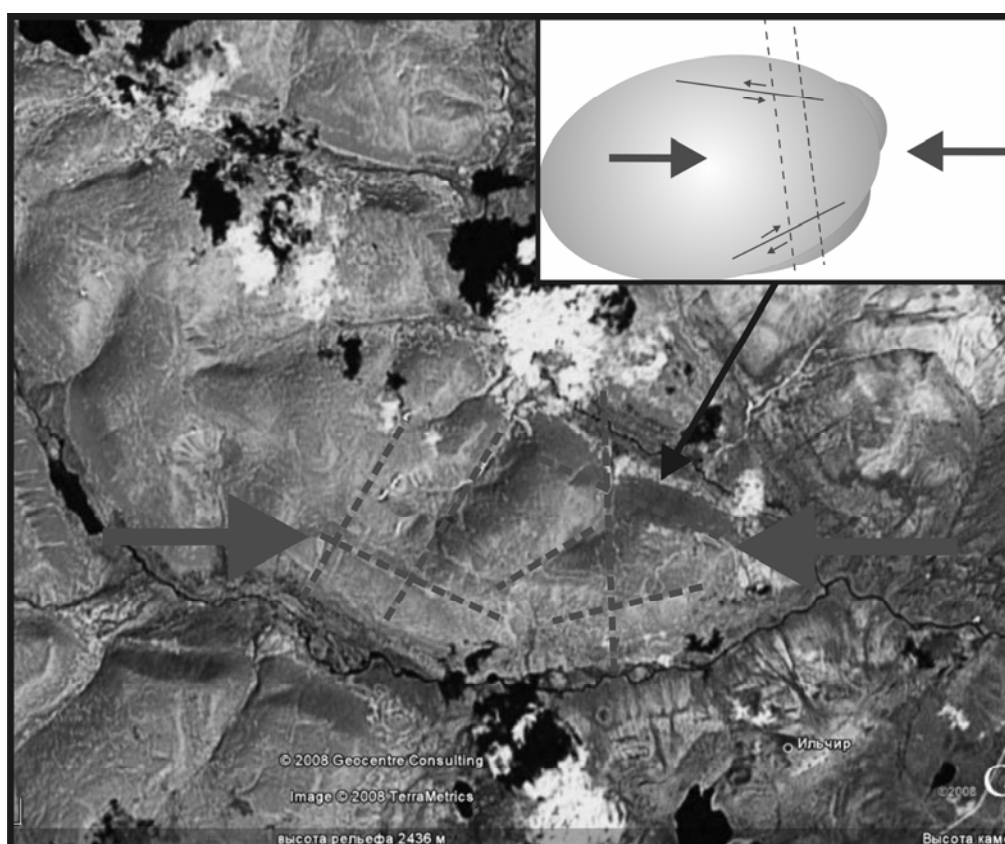


Рис. 7. Реконструированное поле напряжения участка Владимирский. Вверху модель главных разрывных нарушений

К рудоконтролирующим разломам *первого порядка* относятся зоны разрывных нарушений близмеридионального и северо-западного до близширотного простирания. Первые из них представлены двумя зонами, пересекающими блоково-купольную постройку в центральной части участка. Зона Центральная прослеживается на север от участка на территорию левого борта р. Улзыта, где она также контролирует золотое оруденение. Две зоны разрывных нарушений второй системы (Хойтоулзытинская северная и южная) вмещают большинство известных золотопроявлений, в том числе месторождение Динамитное и рудопроявление Хойтоулзытинское. Эти зоны являются разломными структурами, ограничивающими блоково-купольную постройку участка Владимирский. Они относятся к взбросам или взбросо-сдвигам (надвигов нами не обнаружено).

Рудоконтролирующими структурами *второго порядка* являются узлы пересечения двух систем разломов, указанных выше. В пределах этих узлов находятся месторождение Динамитное и рудопроявление Хойтоулзытинское. Кроме того, к ним тяготеют более мелкие проявления золоторудной минерализации.

К рудоконтролирующим и рудовмещающим структурам *третьего порядка* относятся разрывные нарушения, составляющие зоны разломов двух указанных выше систем. Они представлены расланцеванием, дроблением, березитизацией пород, кварцевыми жилами. Они имеют различную ориентировку с преобладанием нарушений северо-западного и близширотного простирания. Среди них установлены трещины отрыва в дуплексных структурах, кулисообразно расположенные нарушения, трещины оперения более крупных нарушений и др. разломы.

В случае локализации оруденения в породах иркутской свиты наблюдается приуроченность его к границам терригенных и

карбонатных горизонтов, где происходили межпластовые подвижки и существовала гетерогенная по составу и свойствам геологическая среда. В некоторых местах межпластовый кливаж имеет рудолокализирующее значение. В южном крыле на участке Динамитный по нему развиваются зоны расланцевания (правые сбросо-сдвиги), которые смещают рудные жилы. Отдельные кварц-карбонатные межпластовые жилы приурочены к межпластовому кливажу.

В гранито-гнейсах на участке Хойто-Улзыта рудолокализирующее значение имеют зоны расланцевания сбросо-сдвигового типа (предположительно левого направления перемещения, которое определяется по бороздам скольжения). Центральные наиболее деформированные части таких зон расланцевания интенсивно березитизированы и вмещают короткие «лестничные» рудные жилы отрывного типа наряду с жилами, ориентированными согласно с самими зонами расланцевания.

Изучение структурных особенностей и формирование тектонофизических схем участков, где проводятся работы по поиску и разведки полезных ископаемых, могут существенно сократить время на составление общей картины оруденения. Такие работы помогают составлять прогноз на нахождение еще не вскрытых рудных тел и дают возможность понять механизмы формирования рудоконтролирующих структур на месторождении.

Библиографический список

1. Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений. – М: Недра, 1985. – 318 с.
2. Семейкин И.Н., Дольник Т.А., Титоренко Т.Н. Циклическая стратиграфия и рудоность рифей-палеозойских отложений Окино-Китойского района // Известия Сибирского отделения секции наук о земле РАЕН. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2007. – Выпуск 4 (30). – С. 46-57.

Рецензент доктор геолого-минералогических наук, профессор Иркутского государственного технического университета А.П.Кочнев

УДК 551.243.8:553.677.2(571.53)

А.П. Кочнев¹, Н.В. Мисюркеева²

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО ПЕГМАТИТОВОГО ПОЯСА

Проведен анализ тектонической позиции и региональной структуры различных пегматитоносных провинций и узлов в пределах Байкало-Патомского нагорья. Показано, что в совокупности они образуют суперрегиональный Байкало-Патомский пегматитовый пояс длительного развития. Он включает мусковитовые пегматиты Мамской провинции, мусковит-берилловые пегматиты Чайского, Кутимского и Миньского узлов, редкометалльные пегматиты Абчадской субпровинции и Даванской зоны смятия, мусковитовые пегматиты Байкало-Муйской субпровинции, а также палеозойские керамические и докембрийские редкоземельные пегматиты Приольхонской субпровинции.

Ключевые слова: мусковитовые, редкометалльно-мусковитовые, керамические и редкоземельные пегматиты, геотектоническая позиция.

Библиогр. 15 назв. Ил. 2.

GEOTECTONIC POSITION OF BAIKAL-PATOMSKY PEGMATITE BELT

A.P. Kochnev¹, N.V. Misurkeeva²

The authors carried out the analysis of a tectonic position and a regional structure of different pegmatites provinces and knots within Baikal-Patomskoye upland. It is demonstrated that on the whole they form superregional Baikal-Patomskiy pegmatite zone of continuous development. It includes muscovite pegmatites of Mama province, muscovite and beryl pegmatites of Chaisk, Kutimsk and Minsk knots, rare metal pegmatites of Abchadskaya subprovince and the Davanskaya contortion zone, muscovite pegmatites of Baikal-Muiskaya subprovince as well as paleozoic ceramic and precambrian rare earth pegmatites of Olkhon-side subprovince.

Key words: muscovite, rare metal and muscovite, ceramic and rare earth pegmatites, geotectonic position.

15 sources. 2 figures.

Байкало-Патомский пегматитовый пояс прослеживается от устья р. Бугульдейка на западном побережье Байкала до бассейна р. Б. Патом на северо-востоке. В геологическом плане он приурочен к северо-западному флангу Байкальской горно-складчатой области, тяготея к ее границе с Сибирской платформой (рис. 1).

В соответствии с ранговой систематикой пегматитоносных территорий [6] он относится к *суперпоясам второго ранга*. Его протяженность около 1000 км, ширина в эрозионном срезе около 50 км.

Суперпояс включает рифейско-палеозойские мусковитовые пегматиты Мамской провинции [3, 5], мусковит-берилловые пегматиты Чайского, Кутимского и Миньского узлов, редкометалльные пегматиты Абчадской субпровинции и Даванской зоны смятия [8], мусковитовые пегматиты Байкало-Муйской субпровинции [11], палеозойские керамические и докембрийские редкоземельные пегматиты Приольхонской субпровинции [2].

Долгие годы эти пегматитоносные районы рассматривались как самостоя-

¹Кочнев Анатолий Петрович – доктор геолого-минералогических наук, профессор Иркутского государственного технического университета, 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, тел.: (3952) 40-51-14, e-mail: kochnev@istu.irk.ru

²Мисюркеева Наталья Викторовна – аспирант Иркутского государственного технического университета, 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, тел.: (3952)40-51-14, e-mail: natashapasha@mail.ru

¹Kochnev Anatoliy Petrovich – a doctor of geological and mineralogical sciences, a professor of Irkutsk State Technical University, 664074, 83 Lermontov St, Irkutsk, tel. : (3952)40-51-14, e-mail: kochnev@istu.irk.ru

²Misurkeeva Natalia Victorovna – a postgraduate of Irkutsk State Technical University. 664074, 83 Lermontov St, Irkutsk, tel.: (3952)40-51-14, e-mail: natashapasha@mail.ru

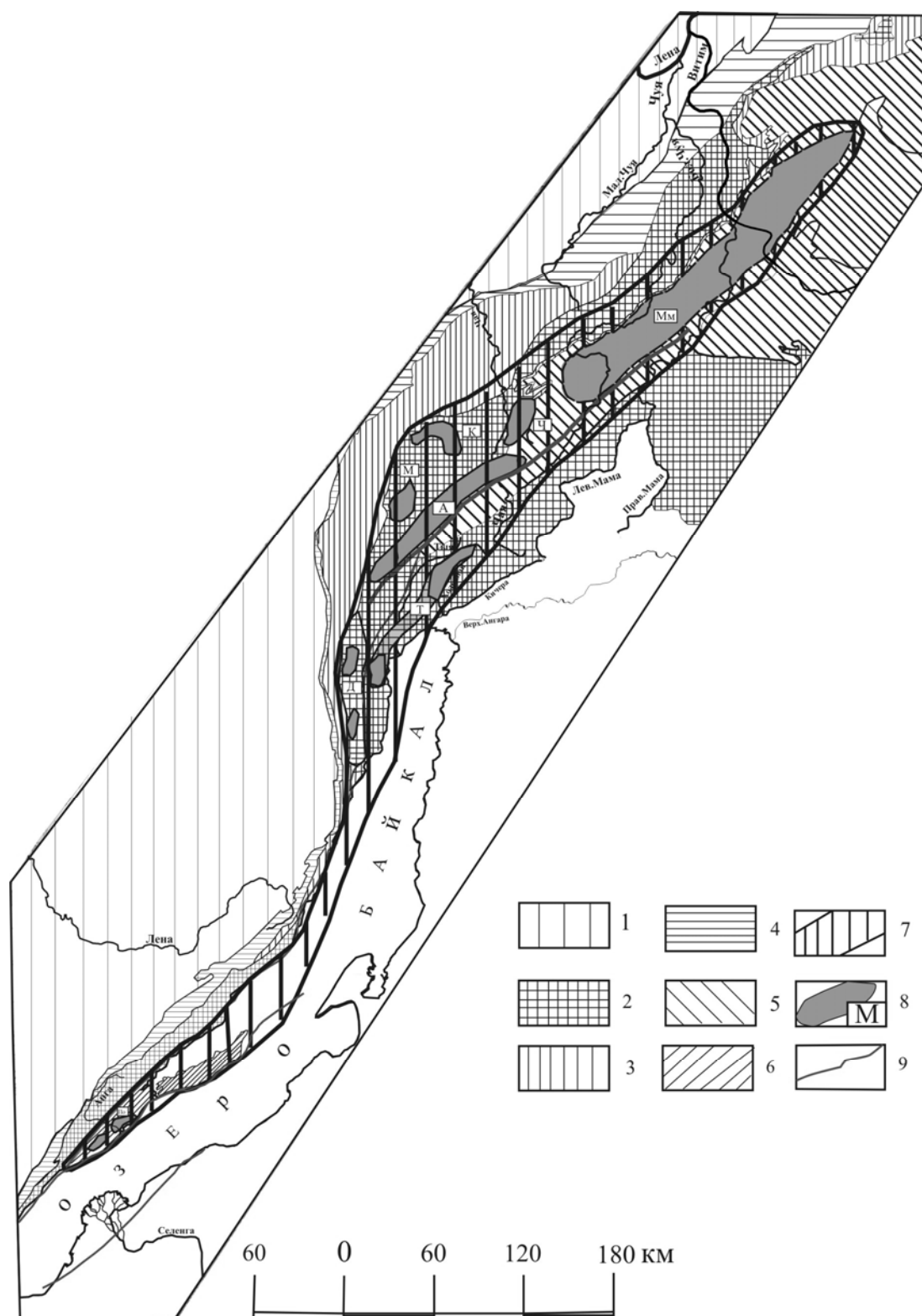


Рис. 1. Схема геотектонической позиции Байкало-Патомского пегматитового пояса:

1 – кембрийские отложения чехла Сибирской платформы; 2 – нижнепротерозойские образования чуйской, укучиктинской и муйской толщ; 3 – среднепротерозойские образования акитканской серии; 4-5 – позднепротерозойские образования байкальской (4) и мамско-бодайбинской (5) серий; 6 – архейские образования ольхонской серии; 7 – Байкало-Патомский пегматитовый пояс; 8 – пегматитоносные узлы и провинции: Мм – Мамская провинция, Ч – Чайский узел, К – Кутицкий узел, М – Миньский узел, А – Абчадская субпровинция, Д – Даванская зона смятия, БМ – Байкало-Муйская субпровинция, По – Приольхонская субпровинция; 9 – разрывные нарушения

тельные минерагенические единицы, разобщенные не только пространственно, но и по возрасту, по своеобразию геологических условий формирования. Их геотектоническая позиция разными исследователями трактуется неоднозначно.

Так, в начале XX века В.А. Обручев, А.Е. Ферсман, Д.С. Коржинский, А.А. Якжин, П.В. Калинин и др. [15] относили слюдоносные пегматиты Восточной Сибири к докембрийским, скорее всего протерозойским, а в некоторых регионах и к архейским образованиям. Однако М.М. Тетяев [15] связывал их с каледонским, а В.В. Домбровский даже с послесилурийским тектогенезом.

А.А. Якжин [15], обобщая материалы по геологии месторождений мусковита Восточной Сибири, указывал, что единства во взглядах на их возраст нет, но в целом они тяготеют к окраинам Сибирской платформы и связаны с выходами на поверхность кристаллических докембрийских комплексов метаморфических пород Витимо-Патомского нагорья, Северо-Западного Прибайкалья, Восточных Саян и Енисейского кряжа.

В конце XX века были предприняты попытки объединить их в единый пегматитовый пояс, но в разном объеме и на разной геологической основе.

С.П. Плешанов [9], характеризуя позицию пегматитовых месторождений в складчатых комплексах южного обрамления Сибирской платформы, указывал на их принадлежность к *Байкало-Саянскому пегматитовому поясу* в области перехода от Сибирской платформы к геосинклинально-складчатой зоне.

По В.П. Арсентьеву и П.М. Хренову [13] этот пегматитовый пояс является частью *полициклического Саяно-Байкальского складчатого пояса*, включающего Восточный Саян, Хамар-Дабан, Байкальскую горную область и Юго-Западное Забайкалье. В минерагеническом отношении он представляет собой западную краевую область Монголо-Охотского рудного пояса. Территориально Байкало-Патомская

часть пегматитового пояса в основном входит в Чуйскую структурно-металлогеническую зону, а ее юго-восточный фланг – в состав Байкало-Муйской структурно-металлогенической зоны, включающей Северо-Байкальский и Муйский рудные районы.

Ю.М. Соколов [12] все проявления мусковитовых пегматитов Северо-Байкальского и Патомского нагорий объединял в *Северо-Байкальскую пегматитовую провинцию* протяженностью около 350-400 км, шириной 30-40 км. Она отнесена им к мусковитовым провинциям в областях монометаморфизма, образовавшихся при одноактном проявлении регионального метаморфизма дистен-силлиманитового типа в рамках позднепротерозойской геосинклинали. Ее геоструктурные контуры полностью вписываются в пределы Мамского синклинория, ограниченного с северо-запада Чуйским, а с юго-востока Верхне-Мамским геоантиклинориями.

И.И. Кремляков [3], анализируя структурные условия формирования нерудных эндогенных месторождений Байкальской горной области, предложил все проявления пегматитов этой области объединить в *Байкало-Патомский пегматитовый пояс*, позиция которого определяется Байкало-Витимской ветвью краевого шва Сибирской платформы.

Ж.В. Семинский [10] с учетом современных плитотектонических представлений в составе Байкальской горной области выделяет три типа орогенных поясов: Байкало-Патомский окраинно-кратонный, Байкало-Витимский коллизионно-аккреционный и Саяно-Забайкальский внутриплитный (эпикратонный плюмтектонический). По его схеме (рис. 2) большая часть территории Байкало-Патомского пегматитового пояса входит в состав Байкало-Патомского регионального складчато-надвигового пояса неопротерозойского возраста, который включает Прибайкальский, Тонодский и Мамско-Чуйский метаморфические, Аkitканский вулканоплутоничес-

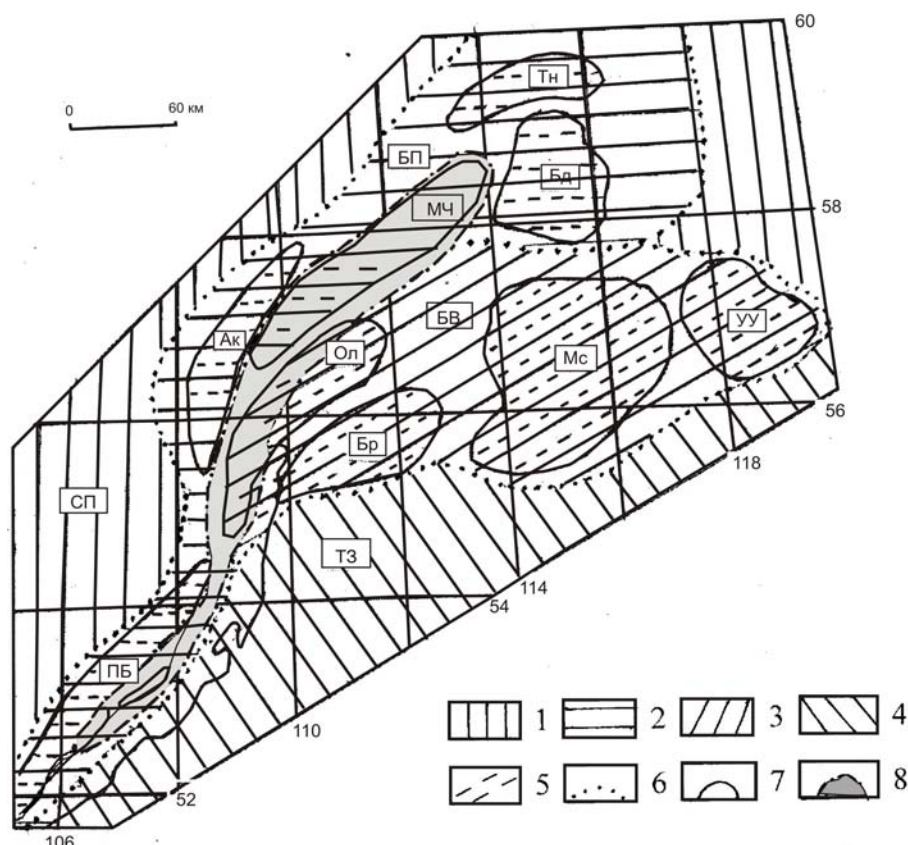


Рис. 2. Схема металлогенического районирования Байкальской горной области

(по материалам Ж.В. Семинского, 2006, упрощено):

1 – Сибирская платформа (СП); 2–4 – региональные металлогенические пояса: 2 – Байкало-Патомский (БП), 3 – Байкало-Витимский (БВ), 4 – Трансбайкальский (ТЗ); 5 – субрегиональные металлогенические пояса, зоны и районы: ПБ – Прибайкальский, Ак – Акитканский, МЧ – Мамско-Чуйский, Бд – Бодайбинский, Тн – Тонодский, УУ – Угу-Удоканский, Ол – Олоkitский, Мс – Муйский, Бр – Баргузинский; 6–7 – границы региональных (6) и локальных (7) металлогенических поясов; 8 – контур Байкало-Патомского пегматитового пояса

кий, Бодайбинский седиментационный рудные пояса. Юго-восточная ветвь Байкало-Патомского пегматитового пояса по схеме Ж.В. Семинского входит в состав Байкало-Витимского (поздний рифей) коллизионно-аккреционного металлогенического пояса, включающего Олоkitский, Муйский, Угу-Удоканский, Баргузинский и Сыннырский рудные пояса. В этих регионах интенсивно проявлена палеозойская активизация, с которой и связана промышленная эндогенная и полигенная минерализация.

Согласно геотектонической классификации пегматитовых территорий [7] Байкало-Патомский суперпояс относится к типу Ш-П, т.е. к полициклическим поясам в пределах перикратонных гетерогенных структур обрамления и краевых частей

протогейской Сибирской платформы. Он контролируется системой зон позднерифейской и раннепалеозойской активизации докембрийских складчатых комплексов вдоль краевого шва платформы. При этом отдельные пегматитовые провинции, узлы и зоны Байкало-Патомского суперпояса контролируются региональными структурами [2, 5]. Наиболее детально изучена структура Мамской провинции слюдоносных пегматитов, которая признана *тектонотипом* мусковитовых пегматитовых площадей [5].

Мамская провинция рифейско-палеозойских мусковитовых пегматитов контролируется Мамской зоной смятия [2, 3, 5]. В схеме районирования Байкало-Патомского нагорья (рис. 3) Мамская провинция находится на стыке главных структурных еди-

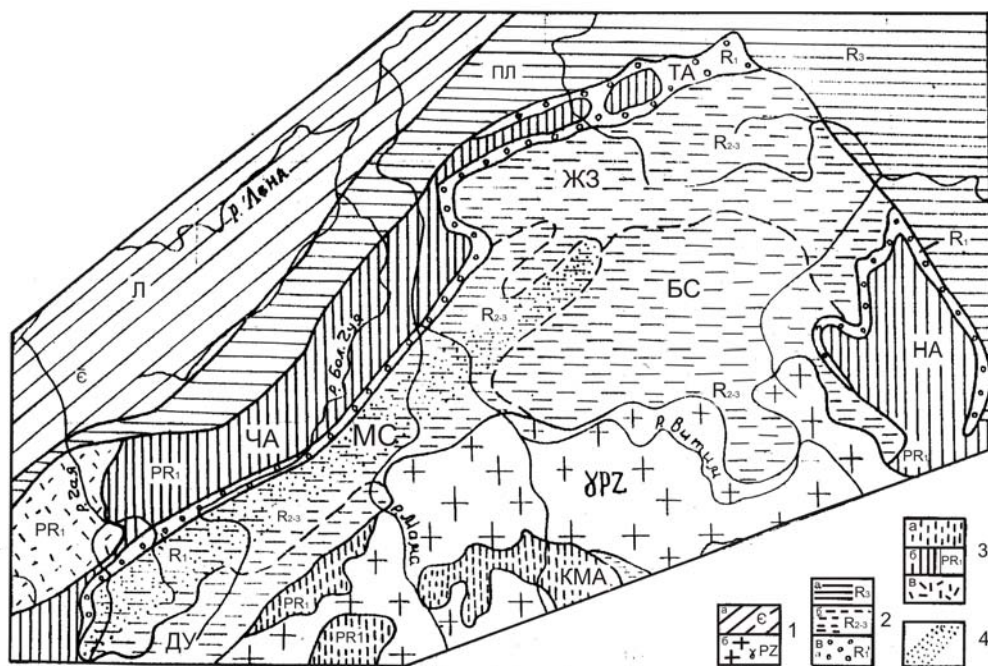


Рис. 3. Геотектоническая позиция Мамской мусковитоносной провинции:

1 – кембрийские отложения чехла Сибирской платформы; 2 – палеозойские конкудеро-мамаканские и сыннырские гранитоиды; 3 – рифейские образования патомской, мамско-бодайбинской и тепторгинской серий, мамско-оронские и амандракские гранитоиды; 4 – нижнепротерозойские образования муйской (а) и чуйской (б) толщ и акитканской серии (в); 5 – площадь Мамской мусковитоносной провинции.

Буквенные обозначения: Л — Ленская зона Ангаро-Ленского прогиба. ПЛ — Приленский краевой прогиб. Антиклинории внешней области байкалид: АА — Акитканский, ЧА — Чуйский, ТА — Тонодский, НА — Нечерский. Внутренняя область байкалид: КМА — Конкудеро-Мамаканский антиклинорий, БС — Бодайбинский синклиний, МС — Мамский синклиний, ЖЗ — Жуинская зона, ДУ — Делюн-Уранская зона

ниц района: Чуйского антиклинория, Мамско-Бодайбинского синклиория и Байкало-Витимского (Конкудерского) мегантиклинория.

На северо-западе по Чуйскому разлому она граничит с раннепротерозойскими гранитоидами. На юго-востоке ее границей считают либо Абчадский разлом, отделяющий кристаллическую полосу от слабометаморфизованных пород Делюн-Уранской зоны, либо Мамский разлом, отделяющий последнюю зону от Муйского поднятия, т.е. эта зона включается в состав ММП как крыло синклиория. К северо-востоку эта граница затушевана гранитоидами.

Юго-западное и северо-восточное окончания провинции не имеют резких геологических границ и определяются по исчезновению слюдоносных пегматитов. Области развития последних хорошо

коррелируются с зонами регионального метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций [11, 12]. Границами ММП могут служить изограды дистена и граната на северо-востоке и силлиманита на юго-западе, которые близки к границам распространения мусковитовых пегматитов [12]. Изограды дистена и граната проходят в долине р. Б. Патом, а изограда силлиманита — в районе излучины р. Б. Чуя.

По данным мелкомасштабных геофизических работ Байкало-Патомское нагорье имеет блоковую структуру. На фоне глыб I порядка (Сибирской платформы и нагорья в целом) выделяются блоки II порядка по аномалиям силы тяжести: Мамско-Бодайбинско-Жуинская зона повышенного гравитационного поля, Чуйско-Тонодско-Нечерская, Конкудерская и Киренская зоны пониженного гравитационного

поля, а также Чипикетская зона спокойно-го гравитационного поля. Эти блоки отделяются друг от друга узкими и протяженными зонами больших градиентов силы тяжести, совпадающими с издавна выделяемыми по геологическим данным глубинными разломами. Так, Прибайкало-Бодайбинско-Алмалыкская зона градиентов отражает Мамский разлом, другие зоны трассируют Чуйский, Абчадский, Нечерский разломы.

Блоки II порядка также неоднородны по строению и разделены на более мелкие. В пределах Мамско-Бодайбинско-Жуинской зоны выделяют Мамский, Бодайбинский и Жуинский блоки III порядка, а в пределах Мамского блока локальные аномалии силы тяжести отражают блоки IV порядка. Наиболее четко видны четыре максимума мощности осадочно-метаморфического слоя по положительным аномалиям силы тяжести: Краснинский, Максимихо-Барчихинский, Монюканский и Когандинский.

Все области пониженного гравитационного поля четко увязываются с антиклинорными структурами, в ядрах которых залегают массивы гранитоидов (Чуйский, Тонодский, Нечерский, Конкудерский), а области повышенного поля – с синклинорными структурами (Мамская, Бодайбинская, Жуинская), в пределах которых отмечается повышенная мощность осадочно-метаморфических пород, имеющих большую плотность по сравнению с гранитоидами. Глубина залегания фундамента в Мамском блоке составляет 3,5-4 км, а в Бодайбинском – 10-12 км.

Структурная позиция Мамской провинции [5] в современной структуре Байкало-Патомского нагорья определяется достаточно надежно – контролирующей ее Мамский тектонический блок 3 порядка, линейно вытянутый в северо-восточном направлении, зажат с северо-запада и юго-востока крупными антиклинорными Чуйским и Конкудерским блоками, которые отделены от ММП долгоживущими глубинными разломами (Чуйским и Мамским), хорошо картируемыми по градиен-

там силы тяжести. По особенностям гравиметрической характеристики Мамский блок отличается повышенной мощностью осадочно-метаморфического слоя (до 4 км), что сближает его с синклинорной структурой, отражающей допегматитовый этап развития структуры ММП. Блоковая позиция провинции предопределена структурной неоднородностью фундамента, а возможно, и более глубоких горизонтов верхней мантии, заложенной еще в протерозое и раннем рифее (допегматитовый этап), подновленной в конце рифея – начале палеозоя (синпегматитовый этап) и окончательно оформившейся в мезокайнозой (постпегматитовый этап).

Согласно "Карты разломов..." [13] Мамский блок ограничен генеральными разломами: Чуйским и Мамским, которые на юго-западе соединяются с Даванским разломом, а на северо-востоке либо упираются, либо дугообразно сочленяются с Нечерским разломом. Внутри блока показан лишь один региональный разлом – Абчадский. Однако геолого-геофизические данные позволяют выделить в Мамском блоке дополнительно несколько продольных и поперечных разломов регионального и субрегионального рангов, которые служат границами структурных зон и блоков: Соболевский, Слюдянский, Араратский, Мочикитско-Могучинский, Центральный, Краснореченский и Согдиондонский [4, 5].

По-видимому, необходимо различать четыре этапа активизации этих разломов в соответствии с основными этапами структурного развития ММП: в конседиментационный этап – сбросовые подвижки в связи с формированием Мамско-Бодайбинского прогиба, в инверсионный – взбросо-надвиговые, в синпегматитовый этап активизации – левые взбросо-сдвиговые и надвиго-сдвиговые, в постпегматитовый – взбросо-надвиговые в связи с формированием сводового поднятия.

Другие пегматитоносные площади, входящие в состав Байкало-Патомского пегматитового пояса, их геотектоническая позиция и региональные пегматитокон-

тролирующие структуры изучены сравнительно слабо.

Чайский, Кутимский и Миньский пегматитовые узлы и Абчадская пегматитовая субпровинция приурочены к Укучиктинской глыбе глубоко метаморфизованных раннепротерозойских пород одноименной серии. Границами глыбы на северо-западе служит Даванский, а на юго-востоке Абчадский глубинные разломы. В северо-восточном направлении укучиктинская серия постепенно переходит в чуйскую толщу раннего протерозоя, обнажающуюся в ядерной части Чуйского антиклинория. В юго-западном направлении глыба выклинивается за счет слияния Даванского и Абчадского разломов.

Чайский узел мусковит-берилловых пегматитов находится в бассейне реки Чая. Он вытянут в северо-восточном направлении вдоль локального разлома на расстоянии около 30-40 км при ширине выхода около 10 км. Пегматиты пространственно связаны с выходами гранитоидов абчадского комплекса.

Кутимский узел мусковит-берилловых пегматитов находится в бассейне реки Кутима, имеет неправильную изометричную форму выхода размером около 25-30 км в поперечнике и пространственно связан с выходом гранитоидов абчадского комплекса.

Миньский узел мусковит-берилловых пегматитов расположен в бассейне реки Миня вблизи Даванского разлома северо-восточного простираения. Форма его неправильная изометричная, размер около 10 км в поперечнике. Он приурочен к породам вулканогенно-терригенно-карбонатной формации укучиктинской серии.

Абчадская субпровинция редкометалльных пегматитов расположена в северо-западном крыле Абчадского разлома, вытянута вдоль разлома в северо-восточном направлении на расстоянии более 120 км при ширине выхода около 25 км. Пегматиты пространственно и, по-видимому, генетически связаны с выходами гранитоидов абчадского комплекса.

Проявления *редкометалльных пегматитов в пределах Даванской зоны смятия* тяготеют к западной части зоны и по материалам М.П. Лобанова [8] связаны с интенсивно дислоцированными и гранитизированными образованиями протерозойского возраста, которые предположительно сопоставляются с породами укучиктинской и акитканской серий. Даванская пегматитоносная зона вытянута в меридиональном направлении, ее протяженность около 40-50 км, ширина выхода 5-10 км.

Байкало-Муйская субпровинция мусковитовых пегматитов находится в Северном Прибайкалье в бассейне рек Рель, Слюдянка, Тья и Холодная и контролируется одноименным метаморфическим поясом [11]. Пегматиты приурочены к осадочным формациям нюрндуханской серии Байкало-Муйского зеленокаменного пояса и сконцентрированы вдоль одной из ветвей Мамского глубинного разлома. Протяженность пегматитоносной зоны около 80-90 км при ширине выхода около 10-15 км. В пределах Байкало-Муйской субпровинции находятся Букачанское и Акуканское месторождения мусковита [14], на которых проводились геолого-разведочные работы, показавшие, что месторождение не имеет большого промышленного значения.

Приольхонская субпровинция палеозойских керамических и докембрийских редкоземельных пегматитов находится в центральной части Западного Прибайкалья, охватывая площадь Приольхонского плато и о. Ольхон. А.Н. Иванов [2] описывает ее как *Прибайкальский пояс* пегматитов, входящий в зону Вебирс. Территория субпровинции сложена глубоко метаморфизованными породами ольхонской серии докембрийского возраста, испытавшими несколько этапов тектоно-магматической активизации в рифее и раннем палеозое. В пределах субпровинции выявлено несколько генераций пегматитов, причем докембрийские пегматиты несут редкоземельную минерализацию, а палеозойские являются керамическими. В районе разведано несколько

месторождений пегматитов. Наиболее крупным является Нарын-Кунтинское месторождение керамического сырья, на котором осуществлялась добыча микроклина для Хайтинского фарфорового завода.

Таким образом, Байкало-Патомский пегматитовый пояс относится к полициклическим поясам в пределах перикратонных гетерогенных структур складчатого обрамления протогейской Сибирской платформы. Он контролируется системой зон позднерифейской и раннепалеозойской активизации докембрийских складчатых комплексов вдоль краевого шва платформы. Минерагеническая специализация пегматитов в пределах пояса определяется комплексом факторов, главными из которых являются глубина формирования, РТ условия метаморфизма и особенности литологического состава вмещающих структурно-вещественных комплексов, формационная принадлежность материнских магматических комплексов.

Библиографический список

1. Арсентьев В.П., Хренов П.М. Структурно-металлогенические зоны центральной части Саяно-Байкальской горной области // Вопросы генезиса и закономерн. размещ. эндоген. м-й. – М.: Наука, 1966. – С. 257-276.
2. Иванов А.Н. Пегматиты активизированных складчатых систем Прибайкалья и Северной Монголии // Геол. и генезис пегматитов. – Л.: Наука, 1983.
3. Кремляков И.И. Структурные условия формирования главнейших нерудных эндогенных месторождений Байкальской горной области. – Иркутск: ИГУ, 1984. – 196с.
4. Кочнев А.П. Структурное развитие Мамской зоны смятия. – Иркутск: ИПИ, 1991. – Деп. ВИНТИ, N.2426-91. – 160с.
5. Кочнев А.П. Структуры мусковитоносных пегматитовых полей и месторождений (на примере Мамской пегматитовой провинции). – Иркут.: ИрГТУ. Деп. ВИНТИ. N.1576-B-95. – 1995. – 199 с.
6. Кочнев А.П. Ранговая классификация пегматитоносных площадей // Геол., поиски и разведка рудных полезн. ископ. – Иркутск: ИПИ, 1996. – С.3-13.
7. Кочнев А.П. Принципы геотектонической типизации пегматитовых поясов и провинций // Геол., поиски и разв. м-й рудн. полезн. ископ. – Иркутск: ИрГТУ, 1997. – С.15-24.
8. Лобанов М.П. Даванская зона смятия и связь с ней динамометаморфизма, метасоматоза и рудной минерализации (Северо-Западное Прибайкалье) // Геол. и полезн. ископ. Байкало-Патомского нагорья. – Иркутск, 1966. – С. 168-184.
9. Плешанов С.П. Морфологические типы пегматитовых тел центральной части Восточно-Саянского пояса гранитных пегматитов и их связь с геологической структурой // Матер. по геол. и полезн. ископ. В. Сибири. – Иркутск, 1960. – С. 31-36.
10. Семинский Ж.В. Металлогенические пояса Юго-Восточной Сибири // Известия Сиб. отдел. Секции наук о Земле РАЕН. Вып. 3(29). – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. – С. 5-15.
11. Слюдоносные пегматиты /Макрыгина В.А. [и др.]. – Новосибирск: Наука, 1990. – Т.1. – 233с.
12. Соколов Ю.М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. – Л.: Наука, 1970. – 190с.
13. Хренов П.М. и др. Карта разломов юга Восточной Сибири масштаба 1:1500000 // Эндогенные процессы в зонах глубинных разломов. – Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1989. – С.87-88.
14. Чернов Ю.А. О пегматитах Баргузино-Муйского междуречья // Тр. Вост.-Сиб. Геол. ин-та. Сер. Геол. – Вып. 1. – Иркутск, 1959. – С. 144-173.
15. Якшин А.А. Геология слюдяных месторождений Восточной Сибири. – Иркутск: ОГИЗ, 1947. – 98 с.

Рецензент кандидат геолого-минералогических наук, профессор
Иркутского государственного технического университета Ю.А. Чернов

УДК 553.078.2

М.Е. Тонких¹

О ВИСМУТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПОЛЕ РАЗВИТИЯ ТРАППОВ АНГАРО-КОВИНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

В результате геологических работ в Ангара-Ковинском междуречье в бассейне р. Катанги была выявлена висмутовая минерализация. Анализ данных позволяет предположить, что источником висмута являются терригенные породы братской свиты.

Ключевые слова: братская свита, висмутовая минерализация, долерит, Сибирская платформа, траппы.

Библиогр 6 назв. Ил. 4.

ON BISMUTHIC MINERALIZATION IN THE TRAP EVOLUTION AREA WITHIN ANGARA - KOVA INTERFLUVE

М.Е. Tonkikh¹

Bismuthic mineralization was discovered as a result of geological works in Angara-Kova interfluve in the basin of the river Katanga. The data analysis enables to presume that Bratsk assise terrigenous rock is the source of bismuth.

Keywords: Bratsk assise, bismuthic mineralization, dolerite, Siberian platform, trap.

6 sources. 4 figures.

В процессе поисковых и съемочных работ на Сибирской платформе геологами отмечались специфические черты рудной минерализации: золота, серебра, свинца, ртути, молибдена, – «запрещенной» для базитовой магмы. Попытки установить генетическую связь эпитермальной минерализации с какими-либо конкретными проявлениями траппового магматизма оказывались неудачными. Поэтому по вопросу об источнике рудоносных флюидов высказываются только гипотезы [1, 3].

В процессе геологосъемочных работ (1972, 1999) в Ангара-Ковинском междуречье, в поле распространения трапповых интрузий было выявлено висмутовое рудопроявление. Висмутовое оруденение находится в парагенетической ассоциации с золотом.

Область распространения базитовых интрузий (рис. 1) рассматриваемого региона в структурном отношении приурочена к

северо-восточной части Ангара-Тасеевской синеклизы. Здесь выделяется Ковинско-Тарейская зона, которая является южным продолжением Ковинско-Кординской шовной зоны – линейной структуры высокой проницаемости, благоприятной для проявления базит-ультробазитового магматизма, а также широко развиты зоны разломов с-в и с-з направлений. Анализируя структурную обстановку проявления траппового магматизма, следует отметить, что интрузии приурочены к зонам глубинных разломов, располагаются в пределах флексуобразных перегибов, а также на крыльях структур положительного знака (Верхнековинское поднятие, Братский вал, Абская антиклиналь). На площади в 9500 км² базитовые интрузии сложной конфигурации занимают не менее 15% поверхности площади, кроме этого тела траппов вскрыты на разных стратиграфических уровнях.

¹Тонких Марина Евгеньевна – доцент Иркутского государственного технического университета, 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, тел.: 89148826200, e-mail: mtonkikh@mail.ru

¹Tonkih Marina Evgenjevna – an associate professor of Irkutsk State Technical University, 664074, 83 Lermontov St, Irkutsk, tel.: 89148826200, e-mail: mtonkikh@mail.ru

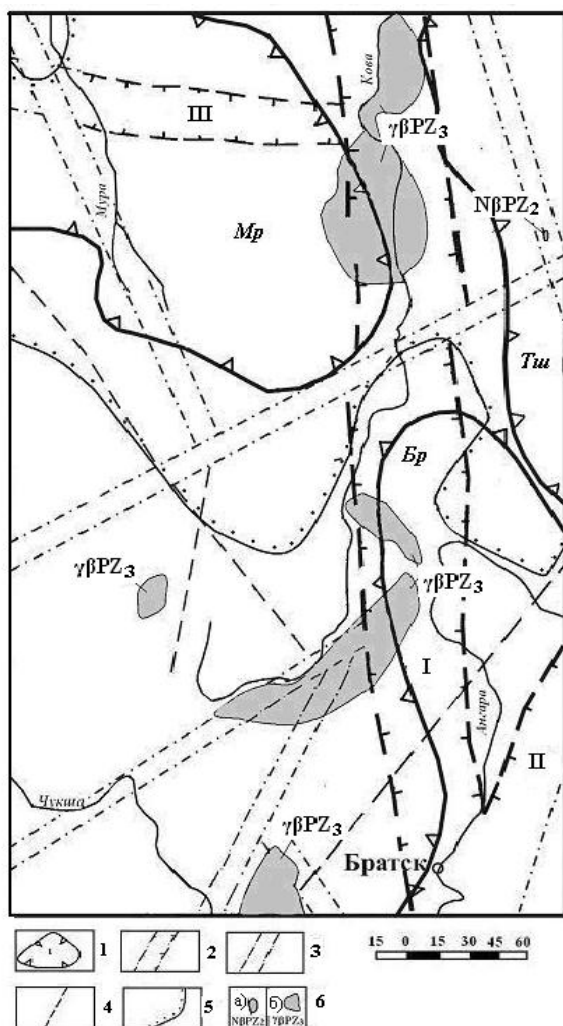


Рис.1. Схема проявления базитового магматизма с элементами строения структур осадочного чехла и фундамента Ангаро-Ковинского междуречья.
Составлена по материалам ГДП-200:

1 – конседиментационные структуры второго порядка: Мр – Мурская впадина, Тш – Тушамская впадина, Бр – Братский вал; 2 – зоны глубинных разломов (корово-мантийных): I – Ковинско-Тарейская, II – Ангаро-Катангская, III – Нижне-Ангарская; 3 – зоны глубинных разломов слабовыраженных в осадочном чехле; 4 – оси глубинных разломов, не выходящих на дневную поверхность; 5 – контур развития перекрывающих карбон юрских отложений, залегающих с перерывом на нижнепалеозойских; 6 – поля развития базитовых тел: а – трахибазальтовых порфиритов среднепалеозойского возраста [2], б – долеритов позднепалеозойского возраста

Выявленные магматиты отнесены к Ангаро-Тасеевскому комплексу долеритов

($\beta\text{PZ}_3(?)\text{at}$) в соответствии с легендой Ангарской серии для ГК-200 второго поколения. Все интрузии по петрографическим, минералогическим, геохимическим характеристикам разделены на три типа [6].

Одно из субпластовых тел, выявленное в бассейне р. Катанга, описано И.П. Павленко и В.М. Кулигиной [5]. По петрохимическим характеристикам породы были отнесены ими к трахибазальтовым порфиритам.

В.Г. Домышев и др. [2], учитывая петрохимические особенности этих пород и связанную с ними минерализацию, а именно кварц-тетрадимит-сульфидную ассоциацию с золотом, молибденитом, сфалеритом, пиритом, баритом и флюоритом сравнили их с трахибазальтами среднепалеозойского возраста Мало-Ботубинского района. Хронологическая датировка этих пород, проведенная рубидий-стронциевым изохронным методом, показала значение 380 ± 40 млн. лет, что отождествляется со средним палеозоем.

Подобные тела магматитов были выявлены в верховье р. Железная, в междуречье Теплой и Зеде, Артельного и Зеде, в верховьях рек Катанга и Мыдорма, в бассейнах рек Индей, Жомба, Зекан, Мындадым, Крестовка и Огневка в процессе ГДП-200. Они отнесены нами ко второму типу интрузий. Это маломощные (мощностью 0,8-10,0 м) субпластовые и секущие (дайки) интрузии, в подавляющем большинстве связанные с тектоническими разрывами. Дайки имеют северо-восточное, северо-западное простирание и углы падения от $35-40^\circ$ до 90° с преобладанием углов падения в интервале $60-80^\circ$. Иногда дайки являются подводными каналами для субпластовых маломощных тел.

По внешнему облику это плотные, зеленоватые, темно-зеленые, черные, мелкозернистые, с массивной и миндалекаменной текстурой породы. Часто порфировые с гиалопелитовой структурой основной массы. Величина вкрапленников 0,05-0,13 мм, микролитов – до 0,01 мм. Вкрапленники обычно составляют около 10% всей массы породы. Они представлены

калиевым полевым шпатом и плагиоклазом, замещенным по периферии узкими оторочками калиевого полевого шпата.

Сложены тела в центральных частях преимущественно оливинсодержащими средне- и мелкозернистыми долеритами, а в краевых частях — афанитовыми, часто миндалекаменными, иногда атакситовыми микродолеритами. Большое количество миндалин различной формы и размеров (до 25%) является характерной особенностью этих интрузий (рис. 2). Миндалины всегда имеют зональное строение с концентрическим и радиально-лучистым развитием в них хлорита или гидрослюда. Центральные части миндалин выполнены кварцем, иногда цеолитом и карбонатами с тонкими кристалликами актинолита.

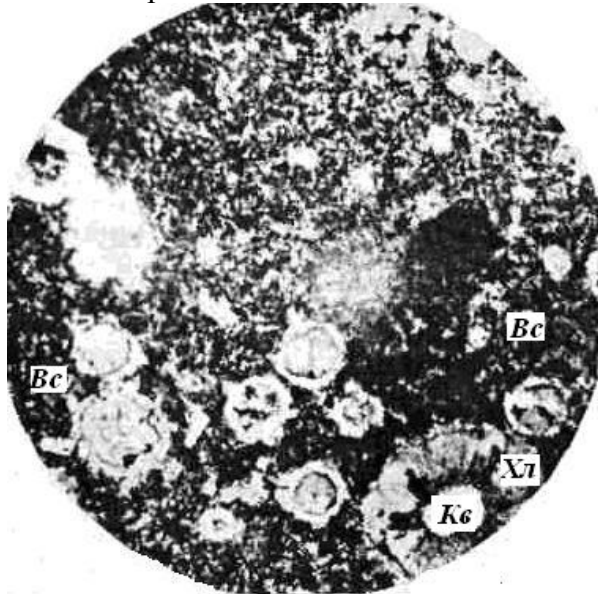


Рис.2. Долерит с отчетливо миндалекаменной «горошистой» текстурой.
Увел. 60 X. Без анализатора. Bc — вулканическое стекло; Kв — кварц; Хл — хлорит

Плагиоклаз близок по составу к олигоклазу. Основная масса пород состоит из хлорита, слюды и рудной пыли, являющихся продуктом девитрификации вулканического стекла, реже слагается беспорядочно ориентированными микролитами кислого плагиоклаза (альбит). В эндоконтактах калишпат образует не только самостоятельные микролиты, но и узкие оторочки вокруг микролитов плагиоклаза. Калишпат присутствует в разло-

женной стекловатой основной массе, выполняя участки между хлоритом, слюдой.

Описываемые образования несут следы изменения, связанные как с девитрификацией стекла и замещением его вторичными минералами (хлоритом, железистой слюдой, тончайшей рудной пылью), так и с изменениями за счет выветривания. При этом как по плагиоклазу, так и по калишпату развивается бесцветная слюдка, иногда вплоть до полного псевдоморфного замещения минералов. Кроме этого, отмечаются многочисленные микротрещины, выполненные в одних случаях хлоритом, в других — кварцем и лимонитом. Лимонит нередко пропитывает отдельные участки породы, а также распространяется на всю породу.

Вмещающие породы братской свиты представлены кварцевыми алевролитами, обычно тонкоплитчатыми, с глиптоморфозами каменной соли светло-серой, зеленовато-серой и кое-где оливково-зеленоватой окраски, с полосчатой текстурой и неясноалевролитовой структурой; алевритистыми песчаниками грязно-зелеными тонкоплитчатыми, также с глиптоморфозами каменной соли, участками известковистыми; полевошпатово-кварцевыми алевролитами тонкоплитчатыми серыми, зеленовато-серыми. Они имеют типичную алевролитовую структуру, переходящую участками в гранобластовую за счет перекристаллизации обломочной части породы при контактовом воздействии базитов.

Контактовые воздействия маломощных субпластовых долеритов и секущих интрузий на вмещающие породы незначительны и выражены в ороговиковании алевролитов и аргиллитов и образовании бухитов на контакте с песчаниками, при этом, главным образом, происходит переплавление цемента песчаников в гранофировый агрегат, состоящий из кварца и калиевого полевого шпата. Мощность экзоконтактовых зон не превышает 0,5 м. Эндоконтактовые зоны выражены главным образом в образовании тонкозернистых до-

леритов, мощность которых не превышает 2 м. Часто как сами долериты, так и контактовые зоны с вмещающими породами интенсивно трещиноваты, брекчированы, кальцитизированы и окварцеваны.

Метасоматические изменения (в виде скарнирования, карбонатизации и окварцевания, а также образования гидротермалитов) незначительны по масштабу проявления и отмечаются в зонах наибольшей проницаемости пород. Так, непосредственно на контакте секущих тел долеритов с кварцевыми алевролитами братской свиты (водораздел рек Катанга и Мыдорма, левый борт р. Жомба) наблюдаются тонкие прослойки (0,7-1,0 см) кварц-турмалиновой породы (рис. 3). Ее образование связано с проявлением борного метасоматоза, характерного для пород щелочного состава, а осадочные породы братской свиты обогащены калием.

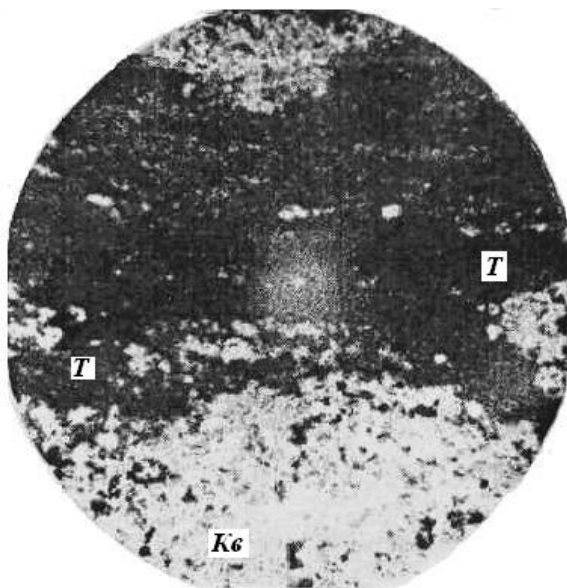


Рис. 3. Турмалинизированный алевролит.
Видны полосы кварцево-турмалинового состава. Увел. 60. Без анализатора.
Кв — кварц; Т — турмалин

Висмутовое проявление приурочено к одному из маломощных пластовых тел долеритов, точнее к трещинной интенсивно окварцованной зоне брекчирования, в пределах которой магматические и осадочные образования разбиты на многочисленные

остроугольные обломки, имеющие беспорядочную ориентировку.

Видимую минерализацию висмутового минерала несут кварцевые прожилки, пронизывающие ксенолиты термально измененных осадочных пород, в свою очередь, заключенные в долеритовые образования.

Макроскопически руда в кварце присутствует в виде тонких (3 мм) быстро выклинивающихся прожилков, мелких гнезд и шлировых выделений пылевидного с характерным металлическим блеском минерала. Прожилки халцедоновидного кварца, несущего видимую минерализацию висмутитина в ассоциации со сфалеритом, характеризуются двумя генерациями. Ранний кварц представлен средне-, крупнозернистыми зернами с гранобластовой структурой; кварц второй генерации — с крупнозернистыми идиоморфными кристаллами с характерными зонами разрастания (рис. 4).

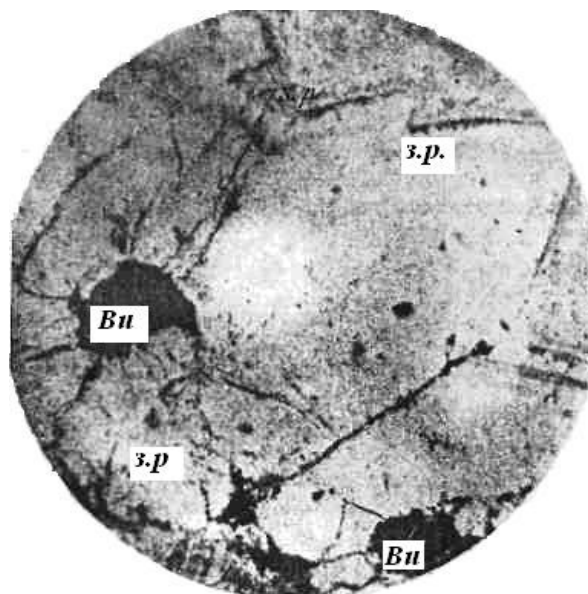


Рис. 4. Халцедоновидный кварц с теллуrowисмутит-тетрадимитом (черное).
Видны зоны роста кварца. Увел. 60. Без анализатора. Ви — теллуrowисмутит-тетрадимит; з. р. — зоны разрастания кварца [5]

Выделения висмутового минерала приурочены к образованиям второй генерации, однако рудная пыль висмутитина наблюдается в обеих генерациях. На

основании рентгено-структурного анализа висмутовый минерал определяется как теллуру-висмутит-тетрадимит. По данным описания аншлифов тетрадимит образует пятнистые аллотриоморфные зерна с зазубренными краями, а также короткостолбчатые призматические микровключения и микропрожилки. Размер зерен 0,003-0,02 мм, агрегатов 0,04-0,2мм. Рудный минерал занимает до 2-3% площади аншлифа. По данным спектрального анализа содержание висмута составляет 0,1-1,5%. По данным химического анализа содержание висмута в штучных и точечных пробах из оруденелого кварца достигает 1,55%.

По результатам спектрального анализа повышенное содержание висмута было обнаружено в кварц-полевошпатовых алевролитах братской свиты в бассейне р. Мыдорма и в этих же алевролитах в скважине, пробуренной в верховьях р. Мура.

По данным Н.С. Малича [4], в криоволуцком веке, когда шло формирование второго малого ряда формаций Иркутской зоны, представленной в том числе и братской свитой, изучаемая часть площади попадает в контуры Илимской впадины. Основным источником обломочного материала была суша на месте Енисейского кряжа и Восточного Саяна, где размывались продукты химического выветривания, в том числе, вероятно, и те, с которыми связаны проявления висмута как одного из спутников золота, типичного для этого региона.

Висмутовая минерализация носит точечный характер и является наложенным процессом, приуроченным к постмагматической разломной тектонике. Это результат метасоматических и гидротермальных изменений брекчированных пород как траппового тела, так и вмещающих пород. Вероятно, рудообразование происходит в гидротермальных системах, в которых

циркулировали флюиды, образовавшиеся при метаморфизме и деградации осадочных пород, содержащих висмут.

Совокупность приведенных выше соображений позволяет предполагать, что источником рудного вещества являются вмещающие породы. Хотя в этих случаях, сколько бы значимых проявлений не отмечено, они вызывают лишь исследовательский интерес, однако же могут объяснять наличие рудной минерализации Bi, Mb, Sn, Au и др. в кварцевых прожилках, в базитах, которые встречаются в полях развития трапповых интрузий на Сибирской платформе.

Библиографический список

1. Ангаро-Вилуйский рудный пояс Сибирской платформы //М.М. Одинцов, В.Г. Домышев, Л.Г. Страхов и др. – Новосибирск: Наука, 1980. – 107 с.
2. Домышев В.Г., Лашенов В.А., Лепин В.С. О возрасте трайбазальтов среднего Приангарья //Док. АН СССР, 1987. – Т. 295. №2.
3. Кандер В.М., Тигунов Л.П., Шамес П.И. Некоторые черты металлогении юга Сибирской платформы (в пределах Иркутской области) //Состояние и направление исследований по металлогении траппов. – Красноярск, 1974. – С. 24-27.
4. Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. – М.: Недра, 1975.
5. Павленко И.П., Кулигина В.М. Трахибазальты бассейна р. Ангары //Изв. АН. Сер. геол. – 1980. – № 2.
6. Тонких М.Е. Строение и состав трапповых интрузий в зоне сочленения Мурской впадины и Ковинского поднятия //Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований: Сборник избранных трудов научно-технической конференции. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2003. – Вып. 3. – С. 125-129.

Рецензент кандидат геолого-минералогических наук, профессор Иркутского государственного технического университета М.С. Учитель

Минералогия, геохимия, петрография

УДК 552.322+552.11

Д. Одгэрэл,¹ В.С. Антипин²

АБДАР-ХОШУТУЛИНСКАЯ ИНТРУЗИВНО – ДАЙКОВАЯ СЕРИЯ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ, ЩЕЛОЧНЫХ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

В пределах Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайкиковой серии Центральной Монголии выделены три геохимических типа гранитоидов: палингенные известково-щелочные гранитоиды, гранитоиды щелочного ряда и редкометальные литий-фтористые граниты. Становление серии завершилось формированием гранитов, потенциально рудоносных в отношении редкометального оруденения.

Ключевые слова: геохимия гранитоидов интрузивно-дайкиковой серии, геохимия рудной минерализации, редкие металлы, геохимические типы.

Библиогр. 11 назв. Ил. 5.

ABDAR-KHOSHUTULA INTRUSIVE-DYKE SERIES OF CALC-ALKALIC, ALKALIC AND RARE METAL GRANITOIDS OF CENTRAL MONGOLIA

D. Odgerel¹, V.S. Antipin²

Within the Abdar-Khoshutula intrusive-dyke series of Central Mongolia three geochemical types of granitoids were revealed: palingenic calc-alkaline granitoids, granitoids of the alkaine series and rare-metal lithium- fluorine granites. The end-product of the evolution of series was the formation of potentially ore-bearing granites as respects to the rare-metal mineralization.

Key words: geochemical granitoids intrusive-dyke series, geochemical of ore mineralization, rare metals, geochemical types.

11 sources. 5 figures.

Проблема связи формирования гранитоидных плутонов, сопровождающих их и близких по возрасту дайковых поясов и ассоциирующего оруденения является предметом многолетних исследований специалистов различных направлений. Ярким примером развития классической интрузивно-дайкиковой серии гранитоидных пород является провинция Корнуолл (Ан-

глия), где ряд крупных плутонов субщелочных гранитов Корнубийского батолита пересекается поясом близких к ним по возрасту даек кислых пород: эльванов, кварцевых порфиров, микрогранитов [3, 7, 9]. На примере данной провинции исследователями показана важная магмо- и рудо-контролирующая роль дайковых поясов, участвующих в становлении интрузивно-

¹Дашдоржгоочо Одгэрэл – научный сотрудник Института геологии и минеральных ресурсов Академии наук Монголии, г. Улан-Батор; e-mail: d_odgerel@yahoo.com

²Антипин Виктор Сергеевич – зав. отделом, Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а., тел.: (3952) 42-70-56, e-mail: antipin@igc.irk.ru

¹Dashdorzhgotchoo Odgerel. The Institute of Geology and Mineral resources of The Academy of Sciences of Mongolia, Ulan Bator. e-mail: d_odgerel@yahoo.com

²Antipin Victor Sergeevich – the head of the department at the Institute of Geochemistry named after A.P. Vinogradov of Siberian Department of Russian Academy of Sciences, 1a Favorsky St., Irkutsk, 664033, tel.: (3952) 42-70-56, e-mail: antipin@igc.irk.ru

дайковых серий и сопровождающего их оруденения (Sn, W, Cu).

В последние годы в Южной Сибири (хребет Хамар-Дабан) исследована интрузивно-дайковая серия редкометалльных пород, в составе которой развиты интрузии литий-фтористых гранитов, а также дайки монцодиоритов, кварцевых монцонитов, граносиенитов, эльванов и онгонитов [2]. Указанные породы образуют единый интрузивно-субвулканический Уругудей-Утуликский пояс, протягивающийся на расстояние более 100 км, близких по возрасту позднепалеозойских гранитных интрузий и даек различного состава. В генетической связи с этими редкометалльными породами Прибайкалья находится Sn и W минерализация.

Модельным примером рассматриваемых серий на территории Монголии является Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайковая серия, магматические породы которой изучены крайне недостаточно. Кроме важности рассмотрения проблем петрогенезиса на примере Абдар-Хошутулинской серии, представленной разнообразными породами, от известково-щелочных гранитоидов до щелочных сиенитов и ультракислых литий-фтористых гранитов, данная серия может рассматриваться в качестве эталонного объекта развития магматизма с разнообразной геохимической специализацией в периферической зоне раннемезозойского ареала Монголо-Забайкальской области. Всесторонний анализ эволюции рассматриваемой серии в Центральной Монголии также может иметь практическое значение в связи с развитием среди ее пород редкометалльных образований.

Геологическая характеристика пород Абдар-Хошутулинской серии. Породы исследуемой серии распространены в 120 км к юго-западу от Улан-Батора на правобережье р. Тола (рис. 1). Центральную часть области проявленного здесь магматизма занимает изометричный в плане Хошутулинский массив с площадью выхода пород около 180 км². Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайковая серия зале-

гает среди осадочно-метаморфических образований мандальской серии, относимой исследователями к девонскому возрасту [10]. На наибольшем удалении от Хошутулинского плутона вмещающие породы превращены в мелкозернистые массивные роговики, которые затем по направлению к массиву сменяются кристаллическими сланцами и полосчатыми гнейсами. Вблизи непосредственного контакта последние превращаются в мигматиты с полосчатой и микроскладчатой структурой, либо в крупнозернистые гнейсовидные граниты. В целом преобразования пород вмещающей терригенной толщи в районе восточного контакта массива соответствуют условиям амфиболитовой фации метаморфизма.

Все главные разновидности гранитных пород, принадлежащие различным фазам Хошутулинского массива, достаточно хорошо ложатся на единую изохрону с возрастом 224 млн. лет [6]. Это вполне согласуется с датировками других крупных плутонов Центральной Монголии (Бага-Хентейский – 210 млн. лет, Rb-Sr; Дзархынгольский – 211±1.4 млн. лет, U-Pb; Жанчивланский – 226±12 млн. лет, U-Pb; Юдыгынский – 210 млн. лет, Rb-Sr и др.) раннемезозойского ареала магматизма. Гранитоиды Хошутулы имеют не только близкий возраст с перечисленными массивами данного ареала, но и сходное с их породами значение первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, приблизительно равное 0.7050–0.7060.

Массив имеет зональное внутреннее строение [1]. Его периферическая зона сложена (рис. 1) крупнозернистыми порфировидными амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами 1-й фазы. В центральной части плутона установлено штокообразное тело, сложенное среднезернистыми биотитовыми гранитами 2-й фазы, которые образуют наиболее высокий горный массив с центральной вершиной г. Хошутула (1840 м) и представляют собой апикальные части гранитного массива. Система субпараллельных даек к юго-западу и северо-востоку от Хошутулинского

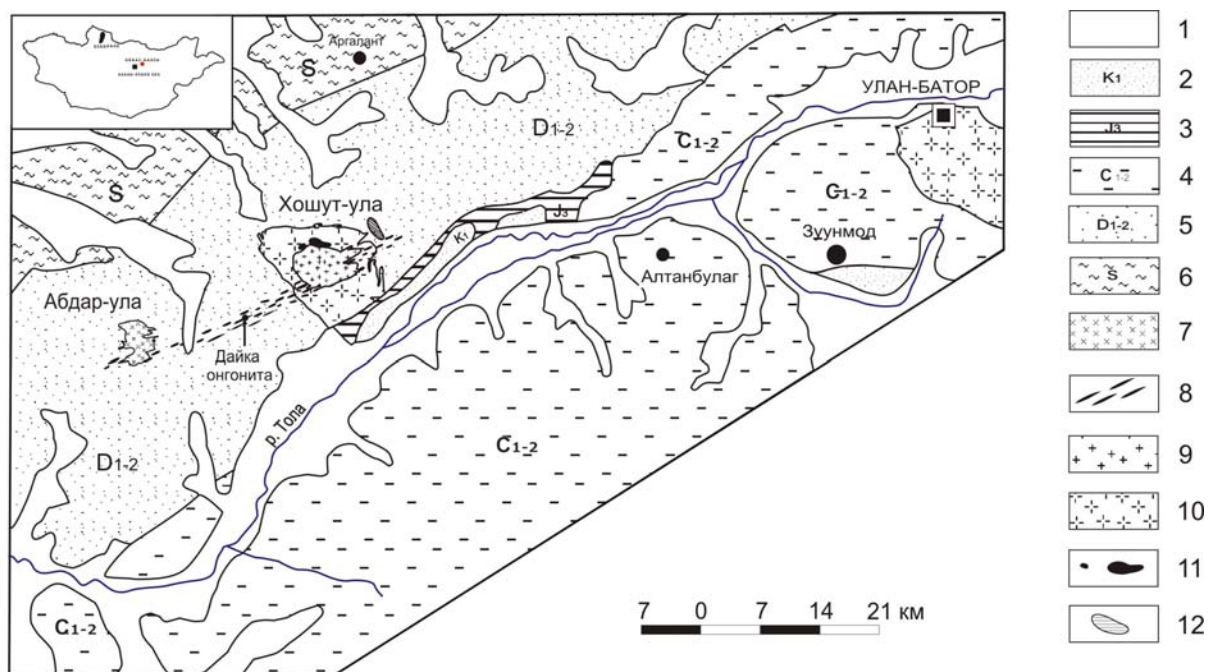


Рис. 1. Схематическая карта Абдар – Хошутулинской интрузивно – дайковой серии:

1 – четвертичные отложения; 2 – континентальные туфогенно-терригенные породы (K); 3 – брекчии, конгломераты и песчаники (J); 4 – песчаники, алевролиты и гравелиты (C₁₋₂); 5-6 – мандальская серия: 5 – песчаники, сланцы с прослоями кварцитов и лав метадолеритов, 6 – флиши, содержащий прослой вулканитов основного и среднего состава (S); 7-12 – Абдар - Хошутулинская интрузивно-дайковая серия: 7 – лейкограниты, среднезернистые, порфировидные и пегматоидные амазонит-альбитовые граниты, 8 – дайки средне- и мелкозернистых гранитов, гранит порфиров, граносиенит- порфиров и онгонитов, 9 – среднезернистые биотитовые граниты (II фаза), 10 – порфировидные крупнозернистые амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты (I фаза), 11 – интрузии крупнозернистых щелочных сиенитов, 12 – позднепалеозойские интрузии среднезернистых и крупнозернистых диоритов

массива, пересекающих гранитоиды 1-й фазы и продолжающихся среди вмещающих пород мандальской серии, приурочена к линейной зоне общего с-в простирания.

Судя по положению даек, эта зона имеет крутое (70-80°) юго-восточное падение. Отдельные дайки достигают мощности 3-5 м и протягиваются на расстояние до 1 км и более. Обычно дайки сложены средне- и мелкозернистыми гранитами либо гранит-порфирами и фельзитами, но отдельные тела имеют граносиенитовый состав. На раннем этапе становления Хошутулинского гранитоидного плутона в его северной части вблизи контакта пород 1-й и 2-й фаз внедрились два сравнительно небольших тела крупно-зернистых иногда порфировидных амфиболовых щелочных сиенитов с вкрапленниками K-Na полевого шпата.

На основании изученных взаимоотношений в процессе картирования Хошутулинского массива В.С. Антипин и И.Б. Филиппова пришли к выводу, что его формирование связано как с процессами метаморфизма и замещения магмой вмещающих осадочных пород, так и частичным внедрением его по межпластовым плоскостям. В результате проведенных исследований было установлено, что массив по форме и структурному положению представляет межпластовое конкордантное линзовидное тело, по морфологии близкое к лополиту, мощностью около 3-4 км. Оно залегает в сводовой части обширного купола между песчанниковой и кварцито-вулканогенно-сланцевой толщами мандальской серии. Резко дискордантное положение в массиве занимают центральный шток, сложенный гранитами 2-й фазы, и

сопряженные с ними дайки порфировых пород гранитоидного состава, образующие пояс северо-восточного простирания.

Вблизи г. Цохула к юго-западу от Хошутулинского массива в дайковом поясе среди вмещающих пород обнаружена дайка мощностью 1-2 м и протяженностью до 250 м с падением на СЗ 25-30°. Породы Цохулинской дайки имеют все характерные петрографические признаки редкометалльных онгонитов, которые впервые были открыты в районе месторождения Онгон-Хайрхан в Монголии [4].

На юго-западном продолжении Хошутулинского плутона и сопровождающей его дайковой серии расположен Абдарский массив, который также залегает среди метаморфизованных пород песчано-сланцевого комплекса мандальской серии. Судя

по зональному внутреннему строению массива, взаимоотношениям его с вмещающими толщами, простиранию пологой отдельности гранитов, совпадению с ней простирания ксенолитов слоистых вмещающих пород и наконец равномерной ширине полосы роговиков вокруг массива, вполне правомерным является вывод о куполовидной форме интрузива, апикальная часть которого расположена вблизи вершины г. Абдар-Ула [1, 4].

Площадь выхода пород Абдарского массива не превышает 10 км². В центральной его части распространены среднезернистые лейкограниты с биотитом, которые окаймлены прерывистой на востоке зоной среднезернистых амазонит-альбитовых гранитов, встречающихся также в апикальных частях более мелких куполов.

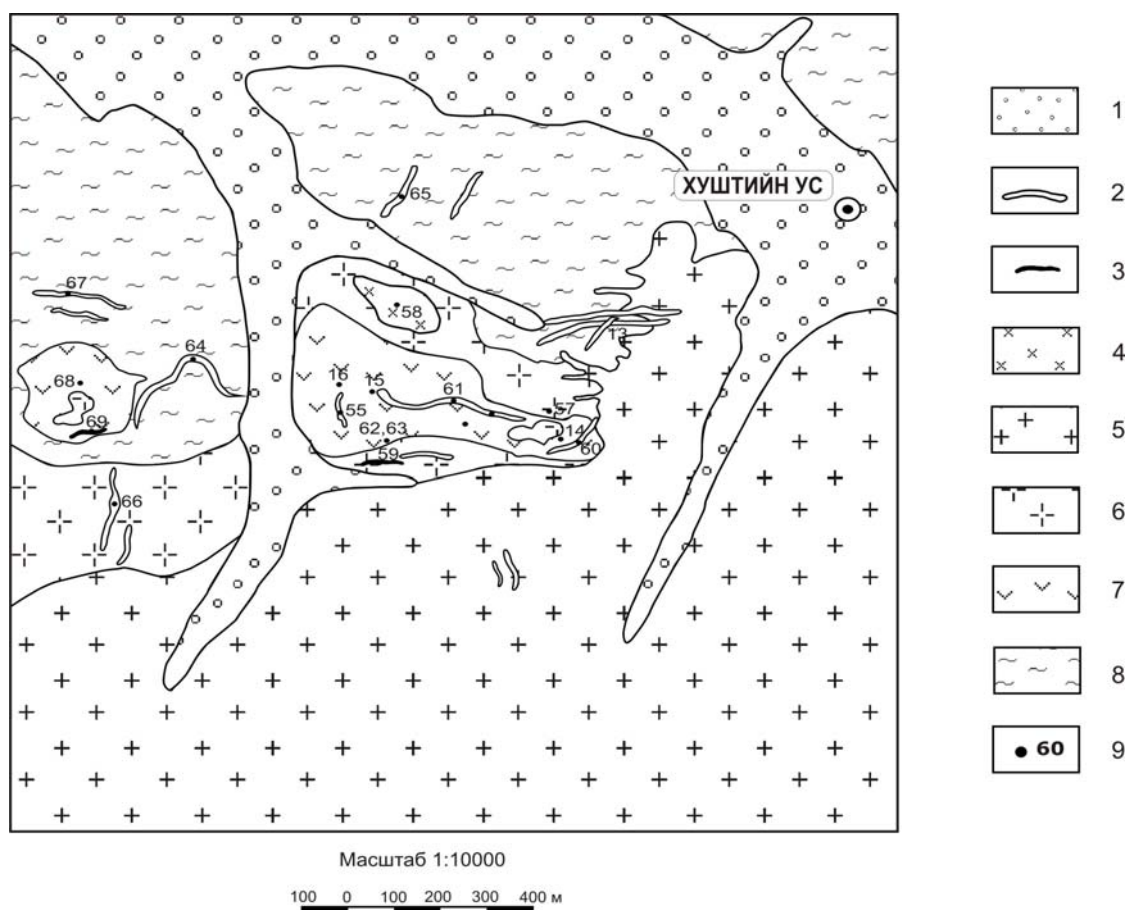


Рис. 2. Геологическая карта северной части Хошутулинского массива:

1 – четвертичные отложения; 2 – дайки жильных гранитов и аплитов; 3 – кварцевые жилы; 4 – пластовое тело мелкозернистых гранитов с биотитом; 5 – среднезернистые биотитовые граниты 2-й фазы; 6 – крупнозернистые порфировидные амфибол-биотитовые граниты 1-й фазы; 7 – рибекитовые щелочные сиениты; 8 – сланцы, песчаники и кварциты средней толщи мандальской серии; 9 – точки отбора проб

Непосредственно вблизи контакта массива с вмещающими породами наблюдается узкая зона неравномернотекстурированных аплитовидных гранитов с многочисленными шширами кварц-микроклиновых пегматитов. Переходы между перечисленными разновидностями абдарских гранитов обычно постепенные, однако ранее были отмечены случаи пересечения амазонит-альбитовыми гранитами эндоконтактовой зоны более ранних лейкогранитов центральной части. В восточной эндоконтактовой части массива наблюдалась зональная дайка аплитовидных амазонитовых гранитов мощностью около 5 м. По мере уменьшения мощности дайки по ее простираю в северо-восточном направлении породы приобретают более мелкозернистое строение и постепенно переходят в сливные амазонитовые фельзиты с эндоконтактовыми зонами закалки и флюидальными текстурами. Возраст Абдарской интрузии близок к определениям возраста гранитов Хошутулы и также соответствует раннемезозойскому циклу магматизма. Среднее из 5 значений ранних К-Аг определений абдарских гранитов составляет 207 млн. лет, что практически совпадает с его возрастом, полученным Rb-Sr изотопным методом, 209-212 млн. лет [5]. Следовательно,

достоверность полученных значений возраста не вызывает сомнений.

Породы исследуемой серии обладают достаточно широкими вариациями химизма и большая их часть соответствует субщелочным составам (рис. 3), что отражает повышенную щелочность этих образований ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=8-12\%$). Однако часть их составов находится в поле нормальной щелочности ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6-8\%$). Породы дайкового пояса и граниты Абдарского массива образуют на классификационных диаграммах вполне компактное поле субщелочного и нормальной щелочности составов.

По соотношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ граниты 1-й и 2-й фазы Хошутулинского массива, а также большая часть пород дайкового пояса характеризуются преобладанием калия над натрием. Щелочные сиениты в северной части Хошутулы имеют существенно натриевые составы. Среди абдарских гранитов встречаются как калиевые, так и натриевые разновидности. Однако большая часть этих редкометалльных пород имеет соотношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ близкое к 1.

На диаграмме нормативных составов Ab-Ort-Q-H₂O (см. рис. 3) всех пород Абдар-Хошутулинской серии гранитоиды 1-й фазы Хошутулы и щелочные сиениты

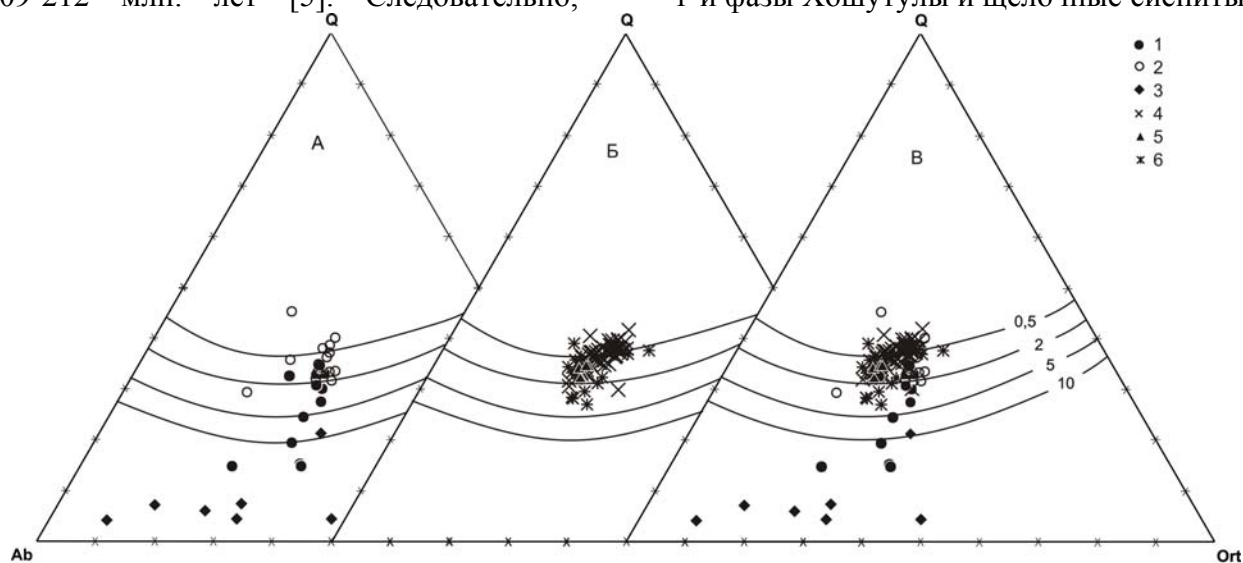


Рис. 3. Нормативные составы гранитоидов Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии на диаграмме альбит-ортоклаз-кварц-H₂O:

А – породы Хошутулинского массива: 1 – граниты I фазы, 2 – граниты II фазы, 3 – щелочные сиениты, 4 – породы дайкового пояса; Б – породы Абдарского массива: 5 – лейкограниты, 6 – амазонит-альбитовые граниты; В – общая диаграмма по массивам. Изобары $p\text{H}_2\text{O}$, кбар [11]

образуют отдельную совокупность точек их составов, которые протягиваются в сторону полевошпатовой стороны треугольника. Точки, соответствующие более поздним гранитам (граниты 2-й фазы Хошутулы, дайкового пояса и Абдара), в значительной мере перекрываются, образуя общее изометричное поле, вытянутое в сторону альбитового угла диаграммы. Эта тенденция изменения нормативных составов свойственна обычно редкометалльным литий-фтористым гранитам и отчетливо проявлена на приведенной диаграмме.

Несмотря на то, что гранитоидные породы Абдар-Хошутулинской серии представлены разнообразными по кремнекислотности, щелочности и глиноземистости интрузивными и субвулканическими образованиями, исследуемые магматические породы показывают общие закономерности химизма, образуя единый эволюционный тренд. При этом на раннем этапе формирования серии образуются субщелочные и щелочные гранитоиды Хошутулинского плутона, а на заключительном этапе – существенно кремнекислые, в том числе и редкометалльные Li-F граниты Абдарского массива и их субвулканические аналоги дайкового пояса.

Геохимия редких и рудных элементов в гранитоидах Абдар-Хошутулинской серии. Выделенные по геолого-петрографическим и минералогическим данным главные разновидности пород Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии на основании анализа геохимических данных соответствуют следующим геохимическим типам гранитоидов [8]: 1) палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда, 2) гранитоиды щелочного ряда, 3) плюмазитовые редкометалльные лейкограниты (Li-F граниты).

Выделенные типы гранитоидных пород различаются по многим геохимическим характеристикам. Граниты обеих фаз Хошутулинского массива и щелочные сиениты показывают сходное распределение редких элементов. Однако сиениты как породы агпаитового ряда заметно обогащены Ba, Zr, Hf. В то же время для пород

дайкового пояса (онгониты Цох-улы) характерно обогащение Li, Rb, Cs, Nb, Ta и Y, а также наличие глубоких минимумов в распределении Ba, Sr, La и Ce. Такие же геохимические особенности свойственны амазонит-альбитовым гранитам Абдара. Так, закономерности распределения Li, Rb и Cs в различных гранитоидах Абдар-Хошутулинской серии хорошо видны на диаграмме (рис. 4). Для этих элементов устанавливается довольно низкий уровень их содержаний в гранитах ранней фазы Хошутулы с незначительным их ростом в породах 2-й фазы и жильных гранитах, залегающих в обеих фазах. Далее проявляется довольно резкое возрастание концентраций всех редких щелочей в породах дайкового пояса. При этом максимальное обогащение этими элементами фиксируется в абдарских гранитах и онгонитах

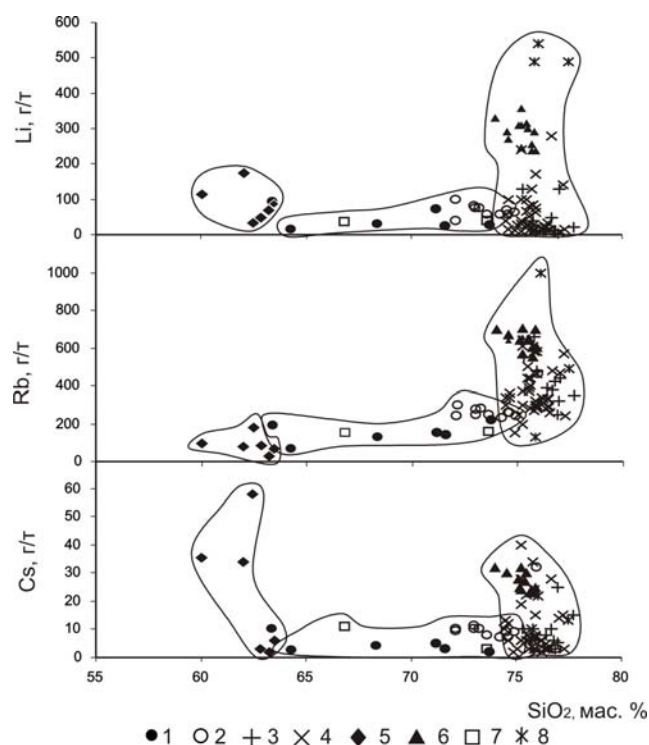


Рис. 4. Соотношение между Li, Rb, Cs (z/m) и SiO₂ (масс. %) в гранитоидах Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии.

Породы Хошутулинского массива: 1 – граниты 1-й фазы; 2 – граниты 2-й фазы; 3 – жильные граниты; 4 – дайки; 5 – щелочные сиениты; 6 – онгониты г. Цохула. Породы Абдарского массива: 7 – лейкограниты; 8 – амазонит-альбитовые граниты

Цох-Улы, которые являются типичными представителями редкометалльных Li-F гранитов. Породы щелочного ряда сиениты также отличаются особым распределением редких щелочных металлов, особенно Cs, которым они обогащены в наибольшей мере. На основании установленного распределения щелочных элементов вряд ли можно говорить о закономерном изменении уровня их содержаний для всей серии гранитоидов в целом. Однако вполне отчетливо выделяются на приведенной диаграмме (см. рис. 4) три поля содержаний Li, Rb и Cs, соответствующих гранитоидам различных геохимических типов.

На примере Sn, W, Pb, Zn рассмотрено поведение рудных элементов при формировании гранитоидов Абдар-Хошутулинской серии с позиций оценки их как потенциальных источников рудоносности. В гранитоидах раннего этапа формирования Хошутулинского массива установлены крайне низкие содержания Sn и W, которые являются типичными для неоловоносных и невольфрамоносных гранитоидных пород (рис. 5). Подчеркнем, что обогащения Sn и W гранитов 2-й фазы и жильных гранитов Хошутулинского плутона также не происходит. Имеющиеся данные по концентрациям Sn в биотитах характеризуют граниты Хошутулы как неоловоносные. Совсем иная картина распределения Sn и W наблюдается в породах дайкового пояса и гранитах Абдарской интрузии.

На диаграмме они образуют отдельную от предыдущего тренда совокупность точек, в которых наблюдается резкое повышение концентраций W и, особенно, Sn. При этом наиболее высокие содержания обоих элементов определены в онгонитах Цох-улы, которые обогащаются Sn до 50 г/т и более. Однако за пределами дайкового пояса максимальное обогащение Sn свойственно амзонит-альбитовым гранитам Абдарского массива, где оно достигает 140-180 г/т. При таких содержаниях в этих редкометалльных гранитах встречается касситерит, что является характерной особенностью оловоносных гранитов. Дополнительным критерием

потенциальной рудоносности поздних образований рассматриваемой серии являются данные по содержаниям Sn в слюдах. В биотитах отдельных гранитных даек пояса определены концентрации Sn в интервале 330-620 г/т, а в биотитах Абдарской интрузии – 250-440 г/т.

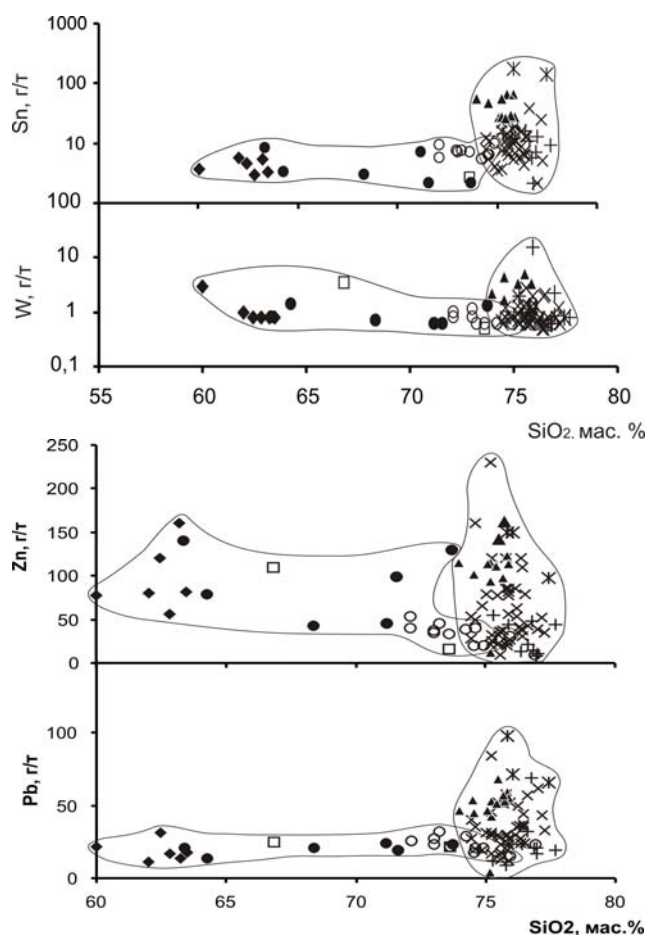


Рис. 5. Соотношение между Sn, W, Pb, Zn (г/т) и SiO₂ (масс. %) в гранитоидах Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии.

Усл. обозначения см. на рис. 4

Эти геохимические данные по слюдам свидетельствуют о высокой оловоносности редкометалльных гранитов как в пределах дайкового пояса, так и в самом Абдарском массиве. Что касается W, то содержания этого рудного элемента в абдарских гранитах существенно ниже, чем в дайках гранит-порфиров и онгонитов рассматриваемого пояса. На основании всех полученных результатов потенциальная вольфрамоносность Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии не может оцениваться высоко. Таким обра-

зом, геохимическая эволюция Абдар-Хошутулинской серии направлена на формирование на завершающем ее этапе редкометалльных онгонитов и Li-F гранитов, которые проявляют характерные признаки типичных оловоносных образований.

На приведенных диаграммах (см. рис. 5) видны главные закономерности распределения Pb и Zn в гранитоидах Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайкивой серии. Можно выделить два поля составов в отношении этих рудных элементов. Первое поле включает породы Хошутулинского плутона: граниты 1-й фазы, сиениты, граниты 2-й фазы и жильные образования внутри массива. В этом направлении практически не меняется уровень концентраций Pb, но существенно уменьшаются содержания Zn. Второе поле, объединяющее породы всего дайкового пояса и редкометалльные граниты Абдарского массива, характеризуется значительным обогащением Pb и Zn. Следовательно, граниты 2-го поля можно относить к образованиям, специализированным в отношении Pb и Zn, так же как это было показано в отношении Sn. Можно также проследить поведение обоих элементов при формировании различных по кремнекислотности пород исследуемой серии. Поведение цинка в соответствии с его свойствами характеризуется уменьшением содержаний от гранитов 1-й фазы к поздним образованиям многофазного Хошутулинского массива. Распределение свинца характеризуется весьма близкими содержаниями во всех фазах Хошутулинского плутона и обычного для дифференцированных серий гранитоидов накопления элемента не отмечается. В распределении Pb и Zn в породах дайкового пояса и далее на юго-запад в абдарских гранитах фиксируется совсем иная закономерность. Частично перекрываясь на приведенных диаграммах с гранитами поздних фаз Хошутулы, породы дайкового пояса обогащаются обоими рудными элементами. Это обогащение в наибольшей степени свойственно отдельным дайкам, включая и Цох-улинскую дайку онгонитов, а также

самим редкометалльным гранитам Абдара. При этом максимальные концентрации рудных элементов в данных породах достигают уровня: около 230 г/т Zn и 100 г/т Pb. Важно также подчеркнуть, что обогащение Pb и Zn этих редкометалльных пород происходит на фоне некоторого понижения их кремнекислотности, что является характерным для редкометалльных Li-F гранитов и онгонитов.

Геохимическая эволюция и рудоносность гранитоидов серии. Гранитоидные породы Дауро-Хентейского батолита образуют центральную часть обширного раннемезозойского ареала магматизма, в периферических зонах которого распространены интрузивно-субвулканические породы разнообразных геохимических типов. Гранитоиды Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайкивой серии также являются раннемезозойскими образованиями и их возраст варьирует от ранних гранитов Хошутулинского массива к поздним редкометалльным гранитам Абдарской интрузии. На основании выявленных взаимоотношений всех пород можно условно говорить о двух этапах их формирования. На раннем этапе по всей вероятности происходило палингенное гранитообразование за счет субстрата древней вмещающей толщи, и почти одновременно по глубинному разлому поступал расплав высокощелочных пород сиенитов. Возможно, здесь имели место процессы мантийно-корового взаимодействия, так как гранитоиды 1-й фазы и щелочные сиениты в своем образовании сближены во времени и пространстве. Завершение магматизма 1-го этапа происходило в средней части Хошутулинского плутона в связи с формированием гранитов центрального штока (граниты 2-й фазы), которые в виде апофиз и пластовых тел прорывают как граниты 1-й фазы, так и щелочные сиениты. На 2-ом магматическом этапе шло постепенное заполнение гранитными интрузиями и дайками протяженной зоны повышенной проницаемости и одновременно развитие процессов дифференциации гранитного расплава с обра-

зованием на конечном этапе как редкометалльных гранитов, так и в редких случаях их субвулканических эквивалентов – онгонитов в пределах дайкового пояса. На завершающем этапе образования исследуемой интрузивно-дайковой серии магматическая активность проявилась в крайней юго-западной части протяженной структурной зоны, где был сформирован зональный Абдарский массив редкометалльных гранитов, имеющий более молодые значения Rb-Sr возраста. Абдарский массив является более приповерхностной интрузией относительно гранитоидов Хошутулинского плутона и залегает среди терригенных пород самой верхней песчаниковой толщи мандальской серии. Он образует ярко выраженный гранитный купол, вскрытый эрозией лишь в его апикальной части. Выделенные в пределах Абдарского массива разновидности от ранних лейкогранитов к амазонит-альбитовым гранитам имеют фациальные переходы с отсутствием секущих взаимоотношений, которые могли бы свидетельствовать о их значительной разновременности образования. Это может быть указанием на возможность формирования всех пород интрузии в процессе внутрикамерной магматической дифференциации. Этот процесс завершился внедрением остаточного гранитного расплава в виде поздней дайки аплитовидных с пегматоидными амазонит-альбитовыми шлирами редкометалльных гранитов Абдарской интрузии.

На первом этапе формирования исследуемой серии пород был образован многофазный Хошутулинский массив щелочных, субщелочных и известково-щелочных гранитоидов и значительного накопления редких и рудных элементов в заключительных фазах плутона не происходило. Геохимический тренд 2-го этапа не является прямым продолжением эволюции гранитоидов раннего этапа и на всех приведенных диаграммах образует компактное поле составов в достаточно узких пределах содержаний SiO_2 (73-77,5%). В пределах этого поля граниты позднего этапа существенно обогащены

такими литофильными элементами, как Li, Rb, Cs, Be, F, Ta, Nb, U, Th, Sn, W, Pb и обеднены Ba и Sr. При этом обогащение большинством элементов в большей мере характерно для редкометалльных гранитов Абдарской интрузии и онгонитов Цох-улы. Эти же породы в наибольшей степени обеднены Ba и Sr. В целом можно констатировать, что содержания редких элементов в породах дайкового пояса испытывают весьма широкие вариации. Хорошим показателем этого является величина K/Rb отношения, которая меняется в дайках более чем на порядок: от значений близких к гранитам ранней фазы Хошутулы до минимальных значений, свойственных редкометалльным гранитам Абдара. В отдельных дайках концен-трации литофильных элементов довольно близки к их содержаниям в Li-F гранитах Абдарского массива.

Ассоциация субвулканических и интрузивных редкометалльных гранитов дайкового пояса и Абдарского массива в отличие от более глубинного полифазного Хошутулинского плутона относится к позднему этапу становления исследуемой серии гранитоидов. Показательным является положение точек составов пород дайкового пояса и гранитов Абдарской интрузии на диаграмме нормативных составов (см. рис. 3), где они образуют общий эволюционный тренд, направленный в сторону альбитового угла диаграммы. Это является характерной особенностью редкометалльных плюмазитовых и Li-F гранитов. Особенно интересным и принципиально важным стало обнаружение в дайковом поясе онгонитов, являющихся субвулканическим и полным петрогехимическим аналогом амазонит-альбитовых Li-F гранитов Абдарского массива. Это является дополнительным подтверждением генетической близости субвулканических гранитов дайкового пояса и редкометалльных гранитов Абдара, завершающих формирование всей серии на позднем этапе ее становления.

Внутриплитный характер проявленного в пределах исследуемой серии

гранитоидного магматизма подчеркивается локализацией его в протяженной разломной зоне северо-восточного простирания в виде дайкового пояса и отдельных интрузивных тел, что свойственно рифтогенным структурам, с образованием на завершающей стадии эволюции небольшой куполовидной интрузии редкометалльных гранитов. Именно в пределах дайкового пояса и Абдарского массива в субвулканической и интрузивной фациях проявлен геохимический тип редкометалльных плюмазитовых и Li-F гранитов. При геохимическом изучении отдельных даек, приближающихся по составу к типичным онгонитам, установлена максимальная обогащенность редкими и летучими элементами закаленных эндоконтактовых частей, реально отражающих составы их исходных расплавов.

Абдарский массив представляет собой приповерхностное куполовидное слабо эродированное интрузивное тело, сформированное из магмы, насыщенной летучими компонентами и обогащенной многими литофильными элементами. Магматические расплавы, материнские для гранитов дайкового пояса и Абдарской интрузии, несомненно, испытали процессы глубокой магматической дифференциации, что отражается на их геохимических особенностях. Однако обогащенность летучими компонентами, в первую очередь фтором, обнаруженной новой дайки онгонитов в пределах пояса, а также апикальной фации Абдарской интрузии не исключает притока глубинных флюидных компонентов и соответствующей важной роли процесса флюидно-магматической дифференциации при образовании редкометалльно-гранитных расплавов.

По многим геологическим и геохимическим параметрам рассмотренная в работе раннемезозойская Абдар-Хошутулинская серия Центральной Монголии близка к позднепалеозойской Уругудей-Утуликской серии Южного Прибайкалья, которая образована в том числе и редкометалльными Li-F гранитами с ассоциирующей Li, Ta, Sn и W минерализацией. В

дальнейшем их сравнительное детальное изучение поможет ответить на многие вопросы, связанные с происхождением и условиями формирования подобных проявлений интрузивно-субвулканического магматизма.

Область развития гранитоидных пород Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии представляет не только геологический и петролого-геохимический интерес. Она сложена потенциально рудоносными породами в отношении редкометалльного оруденения. В пределах исследуемой площади известны россыпи с Sn, а в подчиненном отношении с Ta-Nb, W и Zr минерализацией. Вероятнее всего Sn и Ta-Nb оруденение генетически связано с апикальными фациями Абдарского массива, обогащенными этими рудными элементами, а также с их субвулканическими аналогами в пределах дайкового пояса. Наряду с этим, в районе развития исследуемой серии гранитоидов известны находки кварцевых жил с минералами W и Sn, коренные источники которых пока не известны. В связи с этим, более детальное геолого-геохимическое изучение правобережья р. Тола в районе ее большой излуины представляет важный практический интерес.

Краткие выводы

1. На основании геолого-минералогических и геохимических данных среди пород Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии выделено три геохимических типа гранитоидов: палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда, гранитоиды щелочного ряда и плюмазитовые редкометалльные лейкограниты (Li-F граниты). Установлено два тренда геохимической эволюции в пределах исследуемой серии, которые соответствуют двум этапам ее формирования.

2. На раннем этапе становления Абдар-Хошутулинской серии образовались гранитоиды с геохимическими характеристиками палингенного корового происхождения в ассоциации с глубинным магматизмом субщелочного и щелочного составов. На заключительном этапе геохи-

мической эволюции формировались субвулканические дайки и Абдарский массив редкометалльных Li-F гранитов, обогащенных многими литофильными элементами. При этом значительную роль играли процессы магматической и флюидно-магматической дифференциации.

3. Интрузивно-дайковые серии в ареалах разновозрастного магматизма характеризуются широкими вариациями геологического возраста, геохимических особенностей пород и являются важным индикатором процессов мантийно-корового взаимодействия, дифференциации гранитоидных магм, а также ассоциирующего с магматизмом редкометалльного оруденения.

Исследования выполняются при финансовой поддержке РФФИ: гранты № 08-05-90201-Монг_а, 08-05-00403_а.

Библиографический список

1. Антипин В.С. Петрология и геохимия гранитоидов различных фаций глубинности. – Новосибирск: Наука, 1977. – 157 с.
2. Редкометалльные граниты, онгоиты и топазиты Южного Прибайкалья / Антипин В.С. [и др.] // Петрология. – 1999. – Т.7. – №2. – С.141-155.
3. Эльваны Корнуолла (Англия) и Южной Сибири субвулканические аналоги субщелочных редкометалльных гранитов / Антипин В.С. [и др.] // Геология и геофизика. – 2002. – Т.43. – №9. – С. 841-851.
4. Редкометалльные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис) / Коваленко В.И. [и др.]. – М.: Наука, 1971. – 239 с.
5. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитов / Коваленко В.И. [и др.]. // Петрология. – 1999. – Т.7, №4. – С. 401-429.
6. Одгэрэл Д., Антипин В.С., Гэрэл О. Петрографические особенности и петрогенезис Хошутулинского плутона и дайкового пояса гранитоидов (Центральная Монголия) // Материалы международного петрографического совещания «Петрография XXI века». – Апатиты. – 2005. – Т.2. – С. 169-171.
7. Рундквист Д.В. Современные представления о геологическом строении и зональности месторождения Корнуолл (Англия) // Геология рудных месторождений. – 1980. – №6. – С. 3 -17.
8. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977. – 280 с.
9. Darbyshire D.P.F., Shepherd T.J. Nd and Sr isotope constraints on the origin of the Cornubian batholith, SW England // J. Geol. Soc. – 1944. – v.151. P. 795-802.
10. Geological map of Mongolia, Scale 1:1000000, 1999.
11. Luth W.C., Jahns, R.H., Tuttle O.F. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. J. geophys. Res., 69, 1964.

Рецензент доктор геолого-минералогических наук,
профессор Иркутского государственного технического университета Ж.В.Семинский

УДК 553.41

Т.С. Никанюк¹, Г.Д. Мальцева²

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ – ОСНОВА ДЛЯ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ РУД ВЕРХНЕ-АЛИИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Представлены результаты исследования технологических проб с Верхне-Алиинского золоторудного месторождения. Исследовались первичные и окисленные руды. Корреляции золота с сульфидами не установлено.

Ключевые слова: вещественный состав, структуры, текстуры, золото, пирит, арсенопирит.

Библиогр. 2 назв. *Ил.* 5. *Табл.* 3.

SUBSTANCE COMPOSITION AS THE BASIS FOR TECHNOLOGICAL ESTIMATION OF GOLD-BEARING ORES OF HIGHER-ALIINSK GOLD ORE DEPOSIT

T. S. Nikanjuk¹, G. D. Maltzeva²

The authors present results of the study of technological samples of primary and secondary (oxidized) ores from Higher- Aliinsk gold ore deposit. Gold and sulfides correlations have not been determined.

Key words: substance composition, structures, textures, gold, pyrite, arsenopyrite.

2 sources. 5 figures. 3 tables.

Создание эффективных схем переработки руды и совершенствование процесса обогащения производится по результатам глубокого изучения вещественного состава и установления их минералого-технологических свойств. С этой целью на Верхне-Алиинском месторождении были отобраны три пробы, результаты исследования которых и приводятся ниже.

Верхнее-Алиинское золоторудное месторождение находится в Читинской области. По материалам Волкова Л.С. и др. (1986) месторождение сложено средне-позднеюрскими перидотитами, габбро, монцонитами, сиенитами, гранодиорит-порфирами и диоритовыми порфирами. На месторождении выделяются три рудоносные зоны: Западная, Широтная и Восточная [2]. Протяженность рудоносных зон

от первых сотен метров до I км, мощность от 0,2 м до 11 м. Простираение зон субширотное, северо-западное или северо-восточное с крутым падением на юг, северо-запад или юго-восток. Каждая из рудоносных зон объединяет до 10 и более рудных метасоматитов и жил. По генезису руды гидротермально-метасоматические.

Руды сложены зернистым и халцедоновидным кварцем, арсенопиритом, пиритом, буланжеритом. Присутствуют самородные золото, серебро, сульфосоли висмута, меди и свинца, висмут самородный, теллуриды висмута. Гунбиной В.С. выделено пять стадий минерализации, продуктивной является кварц-карбонатно-полиметаллическая стадия, соответствующая интервалу средних и низких температур. Промышленные содержа-

¹Никанюк Татьяна Сергеевна – аспирант Иркутского государственного технического университета, инженер ОАО ИРГИРЕДМЕТ, 664003, г. Иркутск, б. Гагарина, 38, тел.: (3952) 333-152, факс 330-833.

²Мальцева Галина Дмитриевна – кандидат геол.-минералог. наук, профессор Иркутского государственного технического университета, 664074, г.Иркутск, ул.Лермонтова, 83, тел.:(3952) 405-653, e-mail:dis@istu.edu/

¹Nikanjuk Tatyana Sergeevna – a postgraduate of Irkutsk State Technical University, an engineer of Public Corporation IRGIREDMET, 38 Gagarin's Boulevard, Irkutsk, tel.: (3952) 333-152, fax: 330-833.

²Maltzeva Galina Dmitrievna – a candidate of geological and mineralogical sciences, a professor of the Chair of Geology and Geochemistry of minerals of Irkutsk State Technical University, 83 Lermontov St., Irkutsk, 664074, tel.: (3952) 405-653, e-mail:dis@istu.edu

ния золота связаны с концентрациями арсенопирита, халькопирита.

Околорудные изменения вмещающих пород проявлены калишпатизацией, пиритизацией, хлоритизацией, окварцеванием, карбонатизацией и в меньшем объеме турмалинизацией.

На месторождении развита зона окисления глубиной до 7 м. Вторичные минералы представлены гидроокислами железа, азурином, малахитом, скородитом, борнитом, ковеллином, глинистыми минералами, сурьмяными охрами, англезитом и церусситом.

Для технологических испытаний были отобраны три пробы.

Проба № 29 массой 185 кг, отобранная бороздовым способом из полотна траншеи, характеризует рудное тело — «жила 2» зоны Широной. Согласно паспорту проба представляет собой кварц-сульфидную жилу и зону кварц-сульфидной минерализации мощностью 0,5-1,5 м среди сульфидизированных березитов по монзонитам.

Проба № 30 весом 200 кг отобрана из керна буровых скважин и представлена, согласно паспорту, кварцевыми метасоматитами. Содержание золота 2,1 г/т.

Третья проба массой 3180 кг — комpositная полупромышленная технологическая, маркированная как МТП-9 (далее по тексту № 9), отобрана вручную с поверхности рудных тел «Сентябрьская-2» (кварц-сульфидная жила с оторочками сульфидизированных березитов) и «Зона Главная» (сульфидизированные березиты, включающие кварц-сульфидные тела). Фактическое содержание золота 15,5 г/т.

Для получения минералогических характеристик, являющихся основными критериями оценки технологических свойств руды, выполнены следующие исследования:

1. Петрографо-минералогическое изучение с определением структурно-текстурных особенностей руды, минерального состава, взаимоотношений минералов в нераздробленной руде. Иссле-

дования проводились в кусках и шлифах исходной руды. На основании этих данных прогнозируется возможность применения радиометрических и др. методов предварительного обогащения, сортировки руды, а также определяется верхний предел дробления и измельчения руд.

2. Определение полного элементного состава руд, содержания полезных и попутных компонентов для предварительной оценки комплексности руды.

3. Установление полного минерального состава с определением содержания полезных минералов с высокой точностью и чувствительностью.

Петрографическая характеристика рудных метасоматитов дается по результатам изучения материала проб 29 и 9.

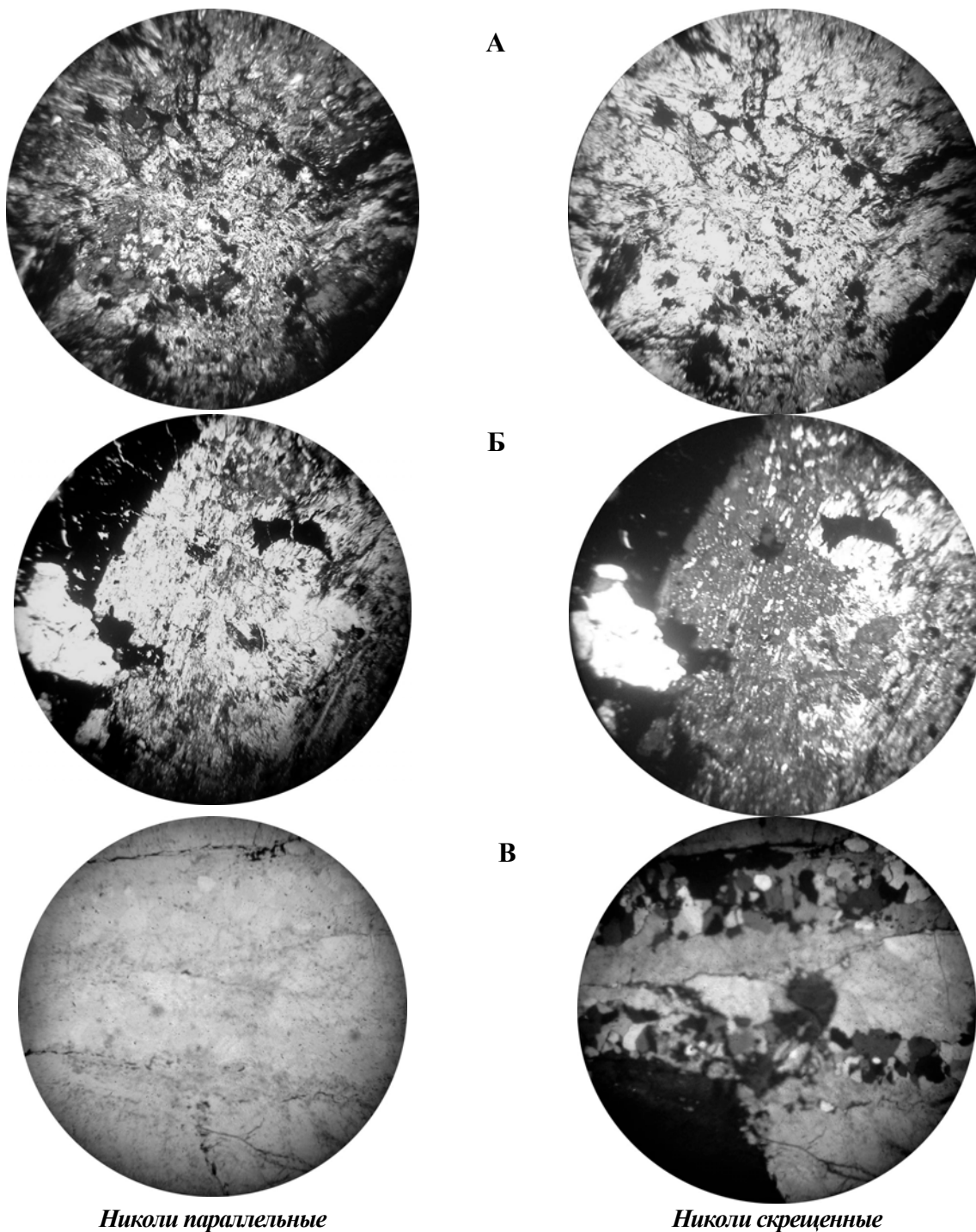
Проба 29 представлена на 30 % обломочным материалом крупностью от 20 до 50 мм. Основная масса песчано-шламистая. Обломки лимонитизированы. Большая часть обломочного материала представлена березитами разной интенсивности ожелезнения. Текстура обломков массивная.

Микроскопическое исследование показало, что порода состоит из кварца и чешуек слюды (рис. 1, А). Структура гранолепидобластовая.

В березитах встречаются зерна плагиоклаза, частично замещенного чешуйками слюды. Плагиоклаз представлен андезином (рис. 1, Б). Структура гипидиоморфная, характерная для магматических пород. В руде встречаются жеоды, заполненные поздним кристаллическим кварцем.

Жильный кварц находится в виде единичных ожелезненных обломков. Кварц трещиноватый, местами кавернозный, покрыт тонкой корочкой слюдистого минерала. Текстура массивная. При микроскопическом изучении выделено две генерации кварца. Ранний крупно-равномернозернистый кварц пересекается прожилками более позднего мелкозернистого кварца (рис. 1, В). Структура гранобластовая, гипидиоморфная.

Таким образом, основная часть руд-



Николи параллельные

Николи скрещенные

Рис. 1. Прозрачные шлифы пород пробы 29 (увел. 40^х):

А – гипергенно измененный березит (текстура массивная, структура гранолепидобластовая);

Б – березит (текстура вкрапленная, структура гипидиоморфная);

В – крупнозернистый кварц с прожилками тонкозернистого кварца (текстура массивная, структура гранобластовая, гипидиоморфная)

ного тела представлена кварц-серицитовыми метасоматитами с серицитизированными зернами андезина с жеодами и прожилками кварца. Темноцветных минералов не обнаружено.

Проба 9. Руда на 90 % представлена обломочным материалом размером 40-80 мм. Обломки окисленные. Большая часть обломочного материала представлена березитами разной интенсивности ожелез-

нения. Текстура обломков массивная, губчатая. В пробе также присутствуют незначительно сульфидизированные обломки березитов с жильным кварцем и сульфидные обломки массивной текстуры. Отмечаются друзы кварца.

Микроскопическое исследование показало, что порода состоит в основном из кварца, слюды и гидрослюда (рис. 2, А). Наблюдаются прожилки разномасштабного кварца. В зальбандах жил развиты криптокристаллические массы кварца, а центральная часть выполнена хорошо раскристаллизованным жильным кварцем, участками гребенчатой структуры (рис. 2, Б).

Минеральный состав руд и рудных метасоматитов приведен в табл. 1. Как следует из таблицы в пробе 29 основными

минеральными компонентами являются кварц, полевые шпаты и гидрослюдистые образования, присутствующие примерно в равном количестве – 29-30 %. Доля карбонатов незначительна – 0,4%.

Для пробы 30 характерно уменьшение массы слюдистой составляющей до 5,8 %, возрастание доли карбонатов более чем на порядок, появление в значительных количествах (по 5%) темноцветов (амфиболов, хлорита).

В пробе 9 основными породообразующими минералами (по мере убывания) являются слюда, гидрослюда (53,5 %) и кварц (30,1 %). Масса карбонатов находится на уровне пробы 29 – 0,4 %, темноцветы, также как и в пробе 29, не обнаружены.

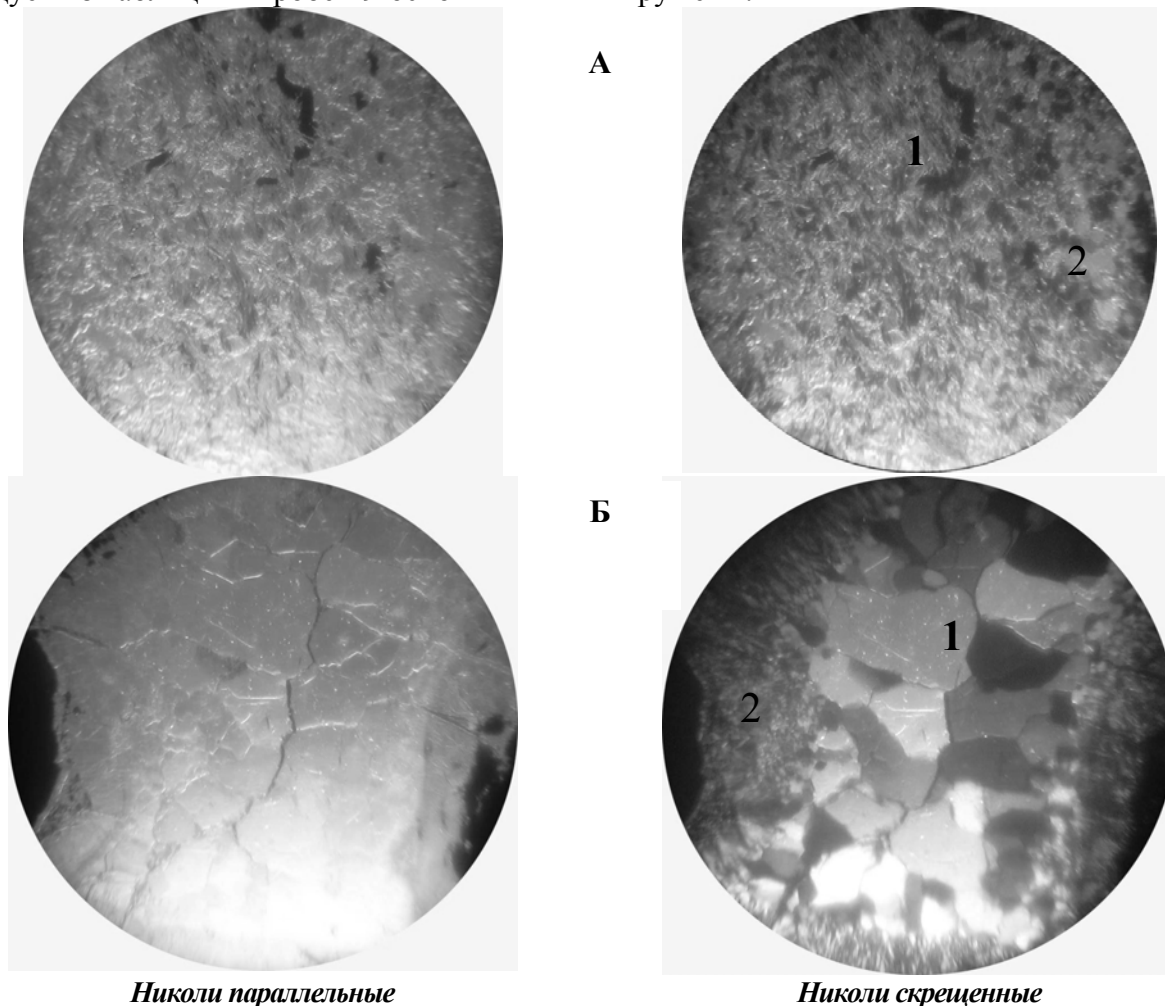


Рис. 2. Прозрачные шлифы пород пробы 9 (увел. 40^х):

А – березит аллотриоморфнозернистой структуры, массивной текстуры, в основной массе мелкозернистого кварца (1) редкие чешуйки слюды (2);

Б – прожилок раскристаллизованного кварца (1) в массе кварца криптокристаллической (2) структуры, текстура массивная

Таблица 1

Минеральный состав руды

Минералы, группы минералов	Массовая доля, %		
	Проба 29	Проба 30	Проба 9
<i>Породообразующие</i>	88,9	85,11	88,0
Кварц	29,0	22,91	30,1
Полевые шпаты	29,5	39,0	4,0
Слюда, гидрослюда	30,0	5,8	53,5
Карбонаты	0,4	7,4	0,4
Амфиболы	н/о	5,0	н/о
Хлориты	н/о	5,0	н/о
<i>Рудные</i>			
Сульфиды, в т.ч.:	0,2	13,5	10,0
Арсенопирит	Ед. зн.	3,7	6,2
Пирит	0,2	5,3	2,6
Халькопирит	Ед. зн.	1,3	0,3
Сфалерит	Ед. зн.	0,1	0,1
Галенит	Ед. зн.	0,5	0,6
Халькозин	н/о	н/о	0,2
Пирротин	н/о	2,6	Ед. зн.
Гидроксиды и сульфаты железа, в т.ч.:	8,6	1,39	6,1
Лимонит, гетит, гидрогетит	8,6	1,39	4,1
Ярозит	н/о	н/о	2,0
Куприт	0,2	н/о	н/о
Магнетит	н/о	0,1	0,2
<i>Акцессорные</i>			
Ильменит, сфен, циркон	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
<i>Всего</i>	100,0	100,0	100,0

Примечание: ед. зн. – единичные знаки, н/о – не обнаружено.

Из рудных минералов во всех пробах присутствуют сульфиды, простые оксиды железа и меди, гидрооксиды, а в пробе 9 еще и сульфаты железа. Наиболее обогащена сульфидами проба 30 (13,5 %). В пробе 9 доля сульфидов составляет 10,0%, а в пробе 29 их количество не превышает 0,2% и представлены они, в основном, пиритом. Остальные сульфиды наблюдаются в единичных знаках. В пробе 30 преобладающими рудными минералами являются пирит (5,3%), арсенопирит (3,7%), пирротин (2,6%) и халькопирит (1,3%). Массовая доля галенита 0,5%, а сфалерит регистрируется в десятых долях процента. Главным сульфидным минералом в пробе 9 является арсенопирит. Его

доля составляет 6,2%, массовая доля пирита в два раза меньше – 2,6%. Также в пробе фиксируются в десятых долях процента по мере убывания: галенит, халькопирит, халькозин и сфалерит.

Таким образом, пробы руды 30 и 9 по количеству сульфидов (13,5– 10,0%) относятся к умеренносульфидному типу руд, а проба 29 (0,2%) – к убогосульфидному.

Арсенопирит – главный рудный минерал пробы 9. Представлен разномасштабными катаклазированными с незначительной зазубренностью зернами в ассоциации с пиритом и халькопиритом (рис. 3).

Пирит. В дробленной руде пирит кубической формы со штриховкой на гра-

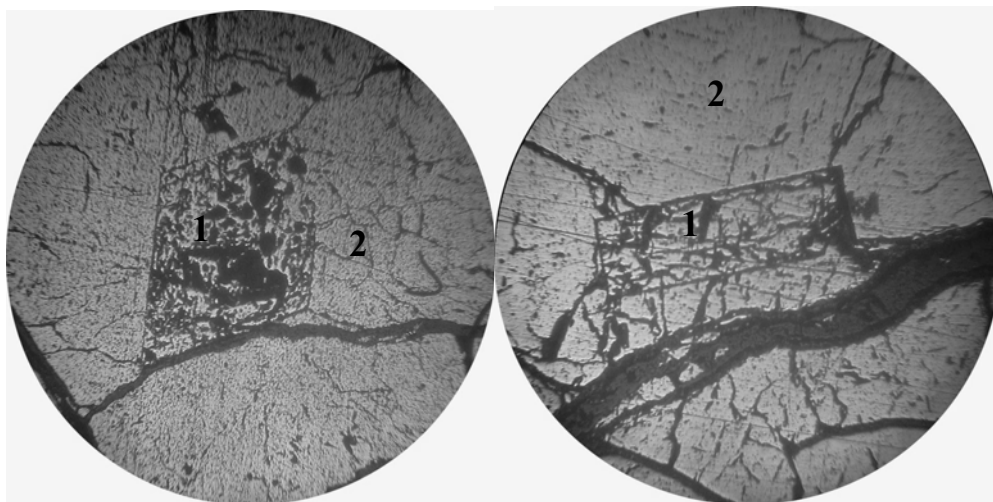


Рис. 3. Идиоморфные зёрна арсенопирита (1), корродированные пиритом (2).
Полированный шлиф. Николи //. Увел. 30^х

нях. Отмечаются зерна, покрытые прерывистыми корками гидроксидов железа, а также зерна, частично замещенные халькозином с образованием графических микроструктур (рис. 4). Размер зерен пирита колеблется от нескольких миллиметров до одного сантиметра. В аншлифах фиксируются идиоморфные, ксеноморфные и аллотриоморфные зерна пирита в ассоциации с арсенопиритом, халькопиритом и сфалеритом.

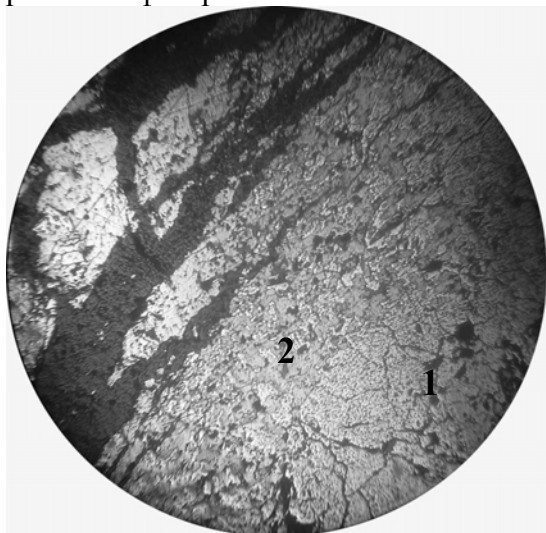


Рис. 4. Пирит (1) частично замещенный халькозином (2).

Субграфическая структура. Полированный шлиф. Николи //. Увел. 30^х

Халькозин, доля которого в исходной руде 0,2 %, встречается в виде включений неправильной форы в пирите (см. рис. 4).

Галенит, имеющий массовую долю 0,6 % в исходной руде, фиксируется в виде отдельных зерен с двойниками роста.

Халькопирит наблюдается, главным образом, в мелких и тонких неправильной формы зернах (рис. 5). Ассоциирует с арсенопиритом, пиритом и сфалеритом. Его масса в пробе составляет 0,3 %.

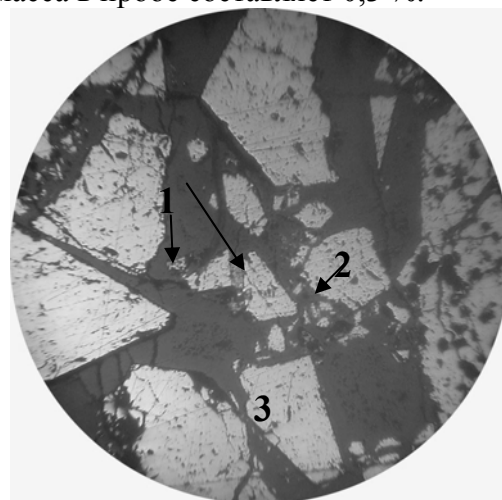


Рис. 5. Аллотриоморфные зерна халькопирита (1) в ассоциации со сфалеритом (2) и пиритом (3).

Полированный шлиф. Николи //. Увел. 30^х

Сфалерит, количество которого в пробе руды 0,1%, находится в тесной ассоциации с пиритом и халькопиритом, образуя сростания с ровными четкими границами (см. рис. 5).

Вторичные образования железа (лимонит, гетит, гидрогетит, ярозит) составляют 6,1% от общей массы руды. Из них

67% приходится на гетит, Лимонит и гидрогетит, а 33% – на ярозит. Данные образования наблюдаются в виде сплошных масс, охр и псевдоморфоз по сульфиду железа, сохранивших форму кристаллов первичного минерала.

Химический состав руд и рудных метасоматитов. На основании анализа химического состава можно сделать вывод, что все три пробы сложены, главным образом, литофильными компонентами, среди которых по массе преобладает оксид кремния.

Перечень рудообразующих компонентов во всех пробах идентичен – это железо, сера, мышьяк, свинец, медь и цинк. Отличие проб заключается в соотношении массовых долей данных компонентов. Установлено, что наиболее высокое содержание мышьяка наблюдается в пробах 9 и 30 соответственно – 2,8 и 1,74%, а в пробе 29 его доля составляет 0,15%. Массовая доля свинца в пробах: 30 – 0,5%, 9 – 0,52%, а в пробе 29 не превышает сотые доли процента. Во все трех пробах медь регистрируется в десятых долях процента, а цинк – в сотых.

Фазовым методом химического анализа установлено, что железо и сера в пробах руды находятся в сульфидной и оксидной формах. Пробы характеризуются относительно повышенным содержанием железа, соответственно по пробам: 29 – 5,86%, 30 – 7,65%, 9 – 6,2%. Отличие заключается в том, что подавляющая масса железа (99%) в пробе 29 находится в оксидной форме, а в пробах 30 и 9 – в сульфидной (соответственно по пробам 75 и 55 %). Что касается серы, то её общее количество в исследованных пробах составляет: 29 – 0,18%, 30 – 5,14%, 9 – 3,26%.

При этом в пробах 30 и 9 сера присутствует, в основном, в сульфидной форме, а в пробе 29 – в окисленной.

Степень окисления проб руды по железу составляет: 98, 13 и 41% соответственно по пробам 29, 30, 9. Таким образом, проба 29 относится к окисленно-

Химический состав руды

Компоненты	Массовая доля, %		
	Проба 29	Проба 30	Проба 9
SiO ₂	63,0	53,12	59,87
Al ₂ O ₃	16,0	12,76	16,97
MgO	3,3	3,3	0,8
TiO ₂	0,75	0,78	0,5
CaO	1,7	6,14	0,2
Na ₂ O	1,35	1,3	0,5
MnO	0,10	3,3	0,021
K ₂ O	2,5	3,6	4,8
P ₂ O ₅	0,69	0,37	0,21
Fe _{общ.}	5,86	7,65	6,2
Fe _{окисл.}	5,76	1,94	2,8
Fe _{сульф.}	0,10	5,71	3,4
S _{общ.}	0,18	5,14	3,26
S _{окисл.}	0,10	<0,10	0,16
S _{сульфид.}	0,02	5,04	3,1
As	0,15	1,74	2,8
Sb	0,005	0,03	0,03
Zn	0,049	0,05	0,074
Cu	0,19	0,45	0,29
Pb	0,063	0,50	0,52
Ni	0,01	0,006	0,002
Co	0,002	0,002	0,008
V	0,01	0,008	0,006
Cr	0,03	0,01	0,008
W	0,003	0,003	0,001
Mo	<0,001	0,001	<0,001
Zr	0,015	0,001	0,01
Bi	0,009	0,05	0,04
Cd	н/о	н/о	0,001
Sn	0,006	0,0001	0,003
Be	0,0001	0,0006	0,0002
Sc	0,0003	0,0005	0,0003
Ga	0,002	0,0015	0,002
La	0,004	0,004	н/о
Y	0,003	0,003	0,003
Yb	0,0003	0,0002	0,0003
Li	н/о	0,004	н/о
Ba	0,05	0,05	0,03
Sr	0,04	0,05	0,02
B	0,08	0,03	0,02
Au, г/т	9,7 – 10,5	9,3 – 10,0	15,5 –
Ag, г/т	12,6	28,0	32 – 34

Примечание: н/о – не обнаружено.

Таблица 2

му типу руд, проба 30 – к первичному, а проба 9 – к смешанному [1].

Основным ценным компонентом проб руды является золото, по содержанию которого проба 9 отличается от ранее исследованных (29 и 30) в сторону увеличения (с 9,7-10,5 до 15,5-16,5 г/т).

Дополнительно проведенные исследования трех большеобъемных проб выявили некоторые расхождения с результатами предыдущих исследований:

1. Промышленные концентрации золота ранее связывались с концентрациями арсенопирита и халькопирита. По исследуемым пробам корреляции золота с сульфидами не наблюдается (табл. 3).

Таблица 3
Содержание золота и сульфидов

Номер пробы	Содержание сульфидов, %	Содержание золота, г/т
29	0,2	9,7-10,5
30	13,5	2,1
9	10	15,5

Что касается пробы №29, отсутствие сульфидов может быть связано с гипер-

генным процессом, в ходе которого золото высвободилось из сульфидов.

2. Минеральный состав исследуемых проб в целом соответствует ранее установленному, но в них отсутствуют вторичные минералы меди, свинца.

3. Вторичные изменения пород выражены хлоритизацией, лимонитизацией, серицитизацией, сульфидизацией, окварцеванием, калишпатизацией, что не отличается от ранее полученных результатов.

Библиографический список

1. Лодейщиков В.В., Васильева А.В. Методические рекомендации по типизации руд, технологическому опробованию и картированию коренных месторождений золота. – Иркутск: ОАО «Иргиредмет», 1997. – 163 с.
2. Никанюк Т.С., Мальцева Г.Д. Вещественный состав руд Верхне-Алиинского месторождения /Изв. Сиб. отд. секции наук о земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений.- Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2008. – Вып.6 (32). – С. 50-59.

Рецензент доктор геолого-минералогических наук, профессор Иркутского государственного технического университета В.А. Филонюк

УДК 669.21

О.А. Пунишко¹, А.В. Евдокимов²

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ПО ДАННЫМ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Показано, что пробность золота в пределах одного месторождения изменяется незначительно. Примеси металлов в составе самородного золота оказывают неоднозначное, часто отрицательное, влияние на технологические показатели процессов флотации, обжига, цианирования, образуя пассивирующие пленки на поверхности золотин, и вызывают повышенные потери золота с отвальными продуктами золотоизвлекательных фабрик, снижая извлечение. Химический состав самородного золота является технологическим фактором и должен учитываться при разработке технологии извлечения благородных металлов из руд.

Ключевые слова: химический состав, самородное золото, проба золота, серебро, серебросодержащие минералы, формы золота в рудах, извлечение.

Табл. 6.

THE FEATURES OF CHEMICAL COMPOSITION OF NATIVE GOLD ACCORDING TO THE DATA FROM TECHNOLOGICAL STUDIES

O.A. PUNISHKO¹, A.V. EVDOKIMOV²

It is demonstrated that samples of gold within the same deposit vary negligibly. Metal impurities in virgin gold produce ambiguous, mostly negative influence on technological indices of processes of flotation, roasting and cyanidation. These lead to formation of passive films on the surface of gold particles, cause increased gold losses with gold extracting factory dump waste products that decreases gold extraction. Chemical composition of native gold is a technological factor and must be taken into consideration when developing the technology of extraction of the noble metals from ores.

Keywords: chemical composition, native gold, gold test, silver, silver-bearing minerals, forms of gold in ores, extraction.

6 Tables.

При разработке технологии извлечения благородных металлов и, прежде всего, золота из золотосодержащих руд, приходится учитывать такие технологические факторы, как их содержание, крупность, формы нахождения в рудах (свободное или в сростках, связанное с сульфидами или кварцем, покрытое пленками), а также химический состав.

В литературных источниках встречаются фрагменты информации о хими-

ческом составе золота различных месторождений, поведении его в технологических процессах извлечения из исходного сырья и продуктов обогащения, изучении золотосодержащих руд ряда месторождений. Приводятся результаты исследований распределения золота в рудном массиве изучаемых месторождений, пробности золота и содержания серебра в различных формах золота. В течение года была прослежена проба золота в рудах нескольких

¹Пунишко Олег Арнольдович – профессор кафедры металлургии цветных металлов Иркутского государственного технического университета, 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, тел.: (3952)339313.

²Евдокимов Андрей Витальевич – студент Иркутского государственного технического университета, 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, тел.: (3952)220953.

Punishko Oleg Arnoldovich, a professor of the Chair of Metallurgy of non-ferrous metals of Irkutsk State Technical University 83, Lermontov St., Irkutsk, Russia, 664074, tel.: (3952)339313.

Evdokimov Andrey Vitaljevich, a student of Irkutsk State Technical University, 83 Lermontov St., Irkutsk, Russia, 664074, tel.: (3952)339313.

месторождений, поступающих для переработки на золотоизвлекательные фабрики (табл. 1).

Таблица 1
Колебания пробы золота (%) в различных месторождениях

Период оценки	Месторождения				
	1	2	3	4	5
I	980,0	780,0	690,0	710,0	840,0
II	950,0	790,0	700,0	680,0	800,0
III	910,0	720,0	720,0	н.о.	н.о.
IV	н.о.	766,0	690,0	720,0	870,0
Среднее	947,0	764,0	700,0	703,0	837,0

Из табл. 1 следует, что проба золота в рудах любого из пяти месторождений в пределах года практически оставалась постоянной и изменялась не более чем на 3÷5 %, главным образом, за счет изменения в них массовой доли серебра.

Представленные результаты подтверждаются также и практическими данными технологической переработки россыпей, когда проба лигатурного золота, получаемого на драгах в течение трех лет, имела близкие значения.

В рудах в количественном отношении всегда преобладает золото свободное, в сростках с другими минералами и импрегнированное в сульфиды, поэтому извлечение золота из руд зависит от степени извлечения именно этих форм его нахождения. В зависимости от крупности, свободное золото может быть достаточно полно извлечено такими процессами, как амальгамация, гравитация, флотация, цианирование и плавка.

Однако свободное золото в рудах всегда содержит в своем составе другие элементы, такие как серебро, медь, платина, железо, ртуть и другие, преобладающим из которых является серебро. В силу близких с золотом физико-химических свойств, размеров кристаллической решетки и атомного радиуса, серебро как в составе самородного золота, так и в руде, проявляет во всех технологических процессах аналогичные с ним свойства.

При образовании рудных месторождений часть серебра в руде локализуется в золотины, остальное количество остается в виде самородного и в составе серебросодержащих минералов. В природных золотинах серебро присутствует только в элементарном виде. При исследовании руды одного из месторождений была определена проба свободного золота, покрытого пленками, и в сростках с другими минералами. Объектом для исследования служил богатый гравеоцентрат («золотая головка»), выделенный из руды гравитационным методом с применением трех перечисток.

Рациональный состав золота гравеоконцентрата, выполненный по методике профессора Агеенкова В.Г., приведен в табл. 2.

Таблица 2
Рациональный анализ золота в гравеоцентрате

Форма золота	Содержание, г/т	Массовая доля, %
Свободное	810,0	61,36
Покрытое пленками («ржавое»)	211,0	16,00
В сростках с минералами	196,0	14,84
Связанное с сульфидами	84,0	6,36
В кварце	19,0	1,44
Итого	1320,0	100

Золото свободное, «ржавое» и в сростках относительно гравитационного процесса – крупное, порядка 0,2÷0,4 мм.

Исследуемые формы золота довольно легко извлекались из гравеоконцентрата под биноклем и микроскопом. Далее производили их отмывку от илов, затем от масляных наслоений органическими растворителями. Поскольку покрывающие пленки «ржавого» золота состояли, главным образом, из гидроксидов железа, их растворяли в слабом растворе соляной кислоты при небольшом нагреве до полного освобождения от пленок.

Золото в сростках с другими минералами освобождалось от последних путем осторожного перетирания в

агатовой ступке. Таким образом, эти две формы золота переходили в категорию свободного и визуально приобретали цвет исходного свободного золота. Далее определялась пробность подготовленных золотин методом пробирного анализа, посредством шерберной плавки. Результаты даны в табл. 3.

Таблица 3
Пробность некоторых форм золота в руде на примере месторождения 2

Форма золота в руде	Пробность, %
Свободное	780,0
В пленках	795,0
В сростках	778,0

Из результатов анализа следует, что проба золота всех трех форм, присутствующих в руде, оставалась практически одинаковой, что свидетельствовало об идентичности условий их образования при генезисе месторождения.

Выделить золото, находящееся в кварце и ассоциированное с сульфидами, не представлялось возможным в связи с его незначительными размерами и тонкой ассоциацией с рудным комплексом.

Подобные исследования представляли интерес с точки зрения расширения информации о природе образования месторождений и как технологический фактор при переработке руд.

Как указывалось выше, серебро в рудах любого месторождения находится в двух видах: в составе самородного золота и непосредственно в руде в серебросодержащих минералах, таких как галогениды, сульфиды, сульфаты, антимониды, также в пираргирите.

На примере пяти золоторудных месторождений изучено соотношение содержаний серебра в самородном золоте и в составе серебросодержащих минералов (табл. 4). Например, в месторождении 4 серебро связано с пираргиритом, который является поисковым признаком на золото, поскольку появление пираргирита всегда сопровождалось повышенным содержанием золота в руде.

Таблица 4
Соотношение содержаний серебра в самородном золоте и в серебросодержащих минералах

Месторождение	Массовая доля серебра, %	
	в самородном золоте	в серебросодержащих минералах
1	3,5	96,5
2	13,8	86,2
3	12,1	87,9
4	15,0	85,0
5	14,4	85,6

Подобное соотношение, вероятно, обнаружится и для других золото-содержащих руд, за исключением высоко-серебросодержащих месторождений, таких как Дукатское и Хаканджинское.

Химический состав самородного золота является важным технологическим фактором, влияющим на извлечение золота при переработке руд. Например, при обжиге золотосодержащих концентратов самородное золото с примесями меди и железа пассивируется вторичными пленками типа ферритов меди и оксидов железа за счет мигрирования этих металлов к поверхности золотин. При этом отмечается прямая зависимость интенсивности вторичного пленкообразования от температуры обжига, его продолжительности и расхода кислорода. Этот фактор всегда необходимо исследовать и учитывать при разработке технологии обжигового процесса, поскольку пассивирующие пленки не растворимы при последующем цианировании огарков, что приводит к повышенным потерям золота с хвостовыми продуктами и снижению извлечения. Эти же примеси оказывают неоднозначное влияние при флотационном и цианистом процессах переработки исходных руд. В проведенных исследованиях изучалась только локализация серебра в самородном золоте и серебросодержащих минералах. Руды подземной добычи поступают на фабрику с разных забоев и горизонтов. В табл. 5 приведены сведения о пробе золота в рудах одного из

месторождений, добытых на различных горизонтах.

Как следует из табл. 5, в пределах одного месторождения в руде различных горизонтов проба золота может несколько меняться в сторону увеличения или уменьшения, однако какой-либо однозначной закономерности ее изменения установить не удалось. При ежедневном наборе рудной шихты, подаваемой на фабрику с плановым содержанием золота, при ее формировании участвуют десятки действующих забоев со всех горизонтов, поэтому в среднем проба золота в объединенной рудной шихте имеет относительно постоянные значения.

Таблица 5
Пробность золота в рудах
различных горизонтов
месторождения 2

Горизонт, м	Среднее значение пробности золота
166	790,0
216	770,0
266	760,0
316	790,0

Приведенные в табл. 5 результаты систематически подтверждались показателями работы золотоизвлекательной фабрики, перерабатывающей объединенную со всех горизонтов руду.

В товарных продуктах золотоизвлекательной фабрики – флотоконцентрате, гравеоцентрате, цинковых золото-содержащих осадках – проба золота по наблюдениям на протяжении одного года имела близкие значения. То же отмечалось и по их химическому составу. Об этом свидетельствуют данные, приведенные в табл. 6.

При неизменной технологии переработки руды вещественный состав флотоконцентратов оставался практически постоянным. Некоторая разница в содержаниях благородных металлов объяс-

няется только проблемами с выполнением плана по металлу, когда приходилось при составлении позабойной шихтовки руды подключать более богатые по содержанию золота забой.

Таблица 6
Химический состав флотоконцентрата
разных периодов работы
золотоизвлекательной фабрики

Содержание (г/т, %)	Период работы		
	I	II	IV
Au, г/т	150,0	132,0	176,0
SiO ₂	74,8	76,1	75,6
S _{об}	16,3	15,9	16,1
Fe	13,5	12,9	13,1
Cu	0,1	0,08	0,01
Al ₂ O ₃	7,4	6,9	7,6
Sb	0,1	0,08	0,12

Таким образом, близкие значения в химическом составе самородного золота и руды свидетельствуют об индивидуальности генетического происхождения каждого месторождения.

Выводы:

1. Самородное золото золоторудных месторождений содержит в своем составе серебро, медь, железо и другие элементы. Преобладающим является серебро, которое локализуется в виде свободного и в составе различных серебросодержащих соединений.

2. Проба золота в пределах месторождения изменяется незначительно, что свидетельствует о равномерном распределении серебра в руде.

3. Примеси металлов в составе самородного золота оказывают неоднозначное влияние на технологические показатели операций флотации, обжига, цианирования.

4. Химический состав золота является технологическим фактором и должен учитываться при разработке технологии извлечения благородных металлов из руд.

Рецензент доктор геолого-минералогических наук, профессор
Иркутского государственного технического университета В.А. Филонюк

УДК 551.214.4/550.84.094.1

Л.К. Мирошникова¹

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО-СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ПЛОЩАДИ ТАЛНАХСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Осадочные отложения верхнего силура, нижнего, среднего и верхнего девона картируются геохимическим типом стронциевой специализации. Зональность геохимического поля пространственно совпадает с зонами тектонических нарушений и фациальной смены пород.

Ключевые слова: осадочные отложения палеозоя, геохимический тип, зональность геохимического поля, тектонические нарушения, фация.

Библиогр. 4 назв. *Ил.* 4.

THE FEATURES OF THE STRUCTURE OF THE GEOCHEMICAL FIELD OF LOWER-MIDDLE PALEOZOIC SEDIMENTARY DEPOSITS OF TALNAKH ORE KNOT

L.K. Miroshnikova¹

Sedimentary deposits of the Upper Silurian, Lower, Middle and Upper Devonian are characterized by geochemical type of strontium specialization. The zoning of geochemical field spatially coincides with the zones of tectonic faults and facies rock change.

Key words: paleozoic sedimentary deposits, geochemical type, zoning of geochemical field, tectonic faults, facies, mineralization.

4 sources. 4 figures.

Талнахский рудный узел, относящийся к Норильскому горнорудному району, расположен в северо-западной части докембрийской Сибирской платформы у ее современных границ с наложенными структурами мезо-кайнозойского возраста, относящимися к Западно-Сибирской плите и Енисей-Хатангскому рифтогенному прогибу. Он приурочен к платформенным комплексам палеозойского возраста.

Изучение внутренней структуры комплексного геохимического поля палеозойских отложений имеет большое поисковое значение, поскольку элементы его зональности отображают структурные элементы геодинамического плана нижнего яруса платформенного чехла, литолого-фациальные изменения условий осадко-

образования и границы распространения рудоносных интрузий.

Основой для получения данных, отображающих геохимическое строение площади Талнахского рудного узла, явились результаты спектральных анализов (метод эмиссионного спектрального анализа) литологических проб, отобранных по всему разрезу геологических образований из керн-скважин. Все пробы проанализированы на 24 микроэлемента (МЭ): *K, Ba, Cu, Ni, Co, Cr, Ti, V, Zr, Y, Yb, Mo, Zn, Pb, Ag, Mn, Sr, W, Sc, Sn, Ga, P, Li, La*.

Анализ распространения и перераспределения микроэлементов был произведен на основе расчета величин геохимического фона, коэффициента концентраций и геохимической ассоциации. Фоно-

¹Мирошникова Людмила Константиновна, кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры разработки месторождений полезных ископаемых Норильского индустриального института, тел.: 8319444326.

¹Miroshnikova Lyudmila Konstantinovna, a candidate of geological and mineralogical sciences, an associate professor of the Chair of Exploitation of mineral deposits of Norilsk Industrial Institute, tel.: 8319444326.

вые содержания рассчитывались по общепринятой методике, причем в расчете участвовали данные результатов анализов литологических проб, отобранных из горных пород, не подверженных влиянию рудоносных интрузий. Коэффициент концентрации (K_k) рассчитывался как отношение содержания микроэлемента в пробе к его фоновому значению. Геохимическая ассоциация представляла собой ряд микроэлементов ранжированных в порядке убывания значения коэффициентов концентраций. Сходные геохимические ассоциации (по строению ранжированных рядов и значению коэффициентов корреляций между элементами ряда) традиционно объединялись в геохимические типы.

Под геохимическим полем (ГХП) понимается область пространства, каждой точке которого соответствует ряд концентраций химических элементов, аналитически определенных в данной точке. В основе представления о структуре ГХП лежит закон Кларка-Вернадского, согласно которому в любой точке земной коры содержания всех химических элементов (вектор концентрации) отличны от нуля и зависят от пространственных координат. Основными компонентами структуры геохимического поля различной типовой принадлежности являются области фона и аномалий, что соответствует неоднородностям двух типов: 1) петрохимического, связанного с различием кларков микроэлементов в породах разного состава, 2) связанного с дифференцированным концентрированием микроэлементов, в том числе в результате рудогенеза.

В строении геохимических полей нами [2, 3] выделялись объекты с фоновым содержанием ($K_k=0.7-1.5$), области с рассеянной минерализацией или слабоконтрастные аномалии ($K_k=1.5-2.5$) и аномальные области ($K_k>2.5$)

Последовательные изменения в структуре комплексного геохимического поля позволяют проследить эволюцию определенного геохимического процесса. Под зональностью комплексного геохимического поля понимается закономерная

пространственная смена аномальных ассоциаций или же ассоциаций различного специализированных геохимических типов (ГХТ).

Краткая характеристика палеозойских отложений. Стратифицированные образования Талнахского рудного узла принадлежат платформенному чехлу, сложенному тремя структурными ярусами. Нижний ярус образован морскими, лагунно-морскими отложениями силура-девона (S_2-D_2) карбонатного, сульфатного, в подчиненном количестве – терригенного и галогенного составов. К среднему ярусу отнесены лагунно-континентальные, угленосные осадки тунгусской серии (С-Р). Эффузивы пермо-триасового возраста слагают верхний структурный ярус платформенного чехла (рис. 1). Породы имеют, в общем, пологое падение под углом 15° в направлении центральных частей Харалахской мульды.

Верхнесилурийские отложения представлены породами макуской и постнической свит.

Макусская свита ($S_2 mk$) мощностью 50-90 м сложена органогенно-обломочными доломитистыми известняками с прослоями мергелей.

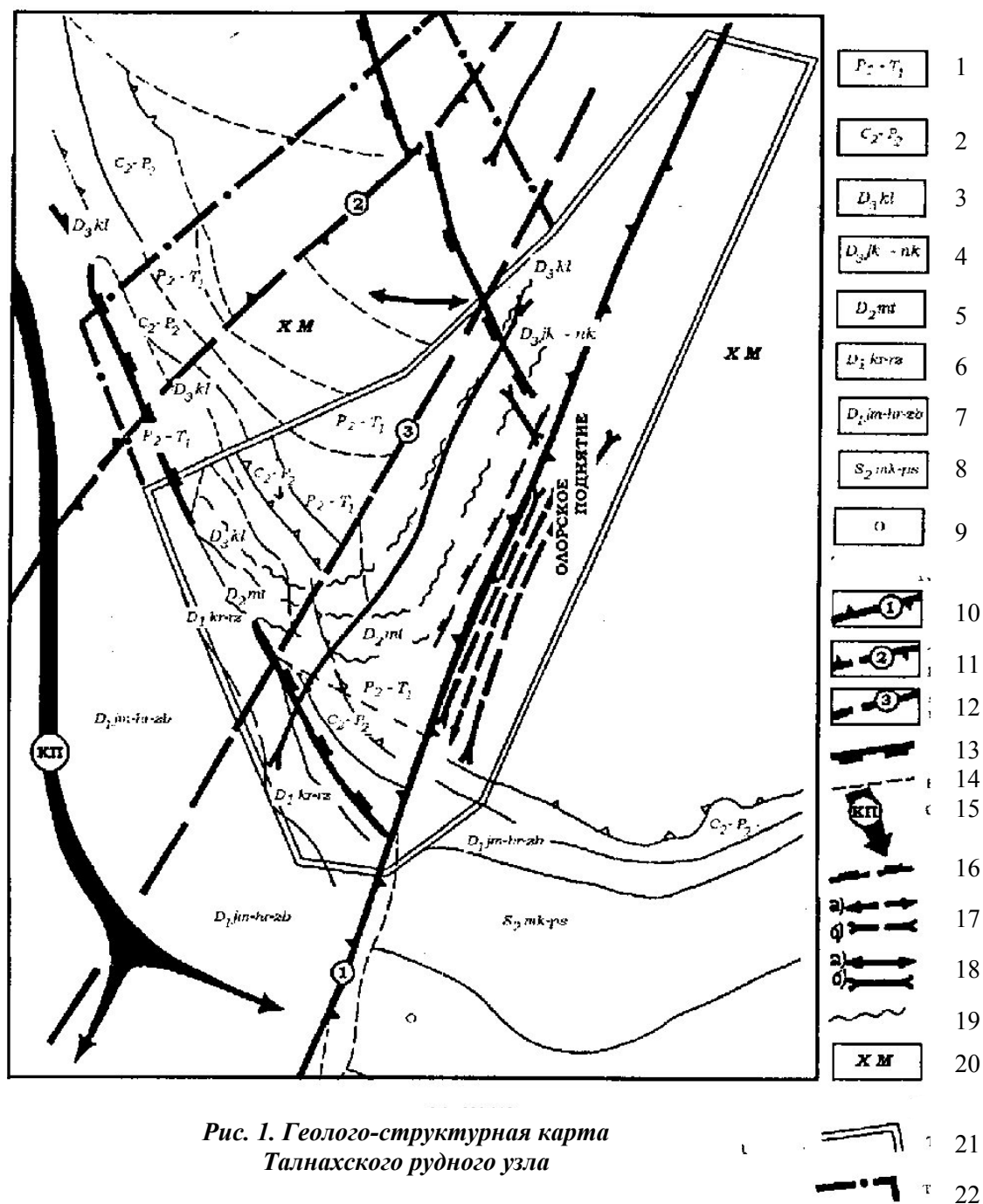
Постническая свита ($S_2 ps$) мощностью от 57 до 80 м представлена доломитами с прослоями ангидритов и доломитовых мергелей.

Девонская система представлена морскими, лагунно-морскими, лагунно-континентальными отложениями и расчленена на три отдела, в составе которых выделено несколько свит.

Ямпахтинская свита ($D_1 jm$) мощностью 40-93 м сложена доломитами с прослоями ангидритов.

Хребтовская свита ($D_1 hr$) мощностью 43-76 м представлена переслаиванием мергелей, доломитовых мергелей темно-серого, зеленовато-серого цвета и ангидритов с преобладанием первых, а также их переходных разностей.

Зубовская свита ($D_1 zb$) мощностью 80-160 м с незначительным размывом залегает на породах хребтовской свиты. Она



1 – вулканогенные образования верхней перми-нижнего триаса; 2 – тунгусская серия среднего карбона-нижней перми; 3 – каларгонская свита верхнего девона; 4 – юктинская и накохозская свиты верхнего девона; 5 – мантуровская свита среднего девона; 6 – курейская и разведочнинская свиты верхнего девона; 7 – ямпахтинская, хребтовская и зубовская свиты нижнего девона; 8 – макуская и постническая свиты верхнего силура; 9 – отложения ордовика; 10-14 – разломные структуры: 10 – Норильско-Хараелахский магмо-рудоконтролирующий разлом, 11 – Тангаролахский магмо-рудоконтролирующий разлом, 12 – Дьянгинский (Осевой) предполагаемый магмо-рудоконтролирующий разлом, 13 – зона поперечного водораздельного разлома, 14 – второстепенные поперечные разломы; 15-18 – оси складчатых структур: 15 – ось Каеркано-Пясинской антиклинали, 16 – ось флексуры, 17 – оси антиклинальных (а) и синклинальных (б) складок по подошве тунгусской серии, 18 – оси антиклинальных (а) и синклинальных (б) складок по кровле разведочнинской свиты; 19 – зоны фациальной смены девонских отложений; 20 – Хараелахская мульда; 21-22 – границы рудных полей: 21 – Талнахского поля, 22 – Тангаролахского потенциального поля

характеризуется неравномерным переслаиванием доломитовых мергелей и ангидритов, реже имеются прослои доломита.

Курейская свита ($D_1 kr$) мощностью 67-75 м согласно перекрывает породы зубовской свиты и сложена преимущественно сероцветными доломитовыми мергелями и доломитистыми аргиллитами массивной текстуры, с редкими прослоями глинистых доломитов. В пределах Верхне-Хараелаской площади она протягивается узкой полосой вдоль зоны разлома, оконтуривая Олорское палеоподнятия и фациально замещаясь в восточном направлении олорской толщей.

Олорская толща ($D_1 ol$) вскрыта в районе Олорского палеоподнятия в восточном крыле Норильско-Хараелаского разлома. Она является фациальным аналогом курейской и, возможно, разведочнинской свит. Разрез толщи представлен неравномерным переслаиванием мергелей, доломитовых мергелей, аргиллитов, аргиллитов доломитистых, известковистых, глинистых известняков и доломитов. Породы олорской толщи с размывом залегают на отложениях зубовской свиты и перекрываются глинисто-карбонатными осадками верхнемантуровской подсвиты. Мощность толщи колеблется от 18 до 70 м, уменьшаясь ближе к оси палеоподнятия и увеличиваясь в бортовых частях.

Разведочнинская свита ($D_1 rz$) мощностью 120 м (в приразломной части до 240 м) с незначительным размывом залегают на породах курейской свиты и представлена толщей аргиллитов. В пределах Верхне-Хараелаской площади разведочнинская свита прослеживается лишь в приразломной части.

Мантуровская свита ($D_2 mt$) мощностью от 160 м до 500 м с размывом залегают на отложениях разведочнинской свиты и олорской толщи. По структурно-литологическим особенностям она делится на две подсвиты.

Нижняя подсвита представлена пестроцветной толщей, сложенной существенно мергелями, мергелями доломитовыми, с линзами и прослоями ангидрита,

реже доломита. Мощность подсвиты 120-140 м, однако в зоне Норильско-Хараелаского разлома она увеличивается до 200-500 м, а в пределах Олорского палеоподнятия эти отложения отсутствуют.

Верхняя подсвита мощностью 40-240 м с размывом залегает на породах нижней подсвиты, курейской и разведочнинской свит, а в пределах Олорского палеоподнятия на породах олорской толщи. Для подсвиты характерны два типа разрезов. В разрезах первого типа она имеет терригенно-карбонатный состав, сложена в основном доломитами с горизонтами конседиментационных брекчий. В разрезах второго типа ее состав терригенно-сульфатно-карбонатный, здесь она представлена неоднородной толщей мергелей, ангидритов, доломитов с горизонтом конседиментационных конгломератобрекчий в подошве подсвиты. К этому горизонту часто приурочены проявления галита с мощностью соленосных отложений до 40-50 м.

Юктинская свита ($D_3 jk$) мощностью 16-34 м имеет два типа разрезов – карбонатный и сульфатно-карбонатный. Карбонатный разрез представлен доломитами коричневатого-серого цвета с горизонтами конседиментационных карбонатных брекчий, сложенных обломками вышеописанных пород, сцементированных карбонатно-глинистым и доломит-глинистым материалом. Сульфатно-карбонатный разрез представлен доломитами темно-серого, кремово-серого цвета, иногда кавернозными, реже известняками.

Накохозская свита ($D_3 nk$) мощностью не более 100 м представлена пестроцветными, зеленовато-серыми, краснобурными мергелями, часто доломитовыми с прослоями ангидритов, реже доломитов и карбонатных брекчий.

Каларгонская серия ($D_3 kl$) мощностью от 0 до 50 м с незначительным размывом залегает на породах накохозской свиты и представлена карбонатными и сульфатно-карбонатными осадками.

Современный структурный план Талнахского рудного узла сформирован на двух главных этапах – собственно плат-

форменном и активизированной платформе. Первый из них включает формирование позднепротерозойской молодой и ранне-среднепалеозойской зрелой платформы. Тектоно-магматическая активизация суммирует позднепалеозойскую амагматическую, позднепермско-триасовую магматическую и юрско-кайнозойскую глыбово-дислокационную стадии.

Основу современного структурного плана территории Норильского района, за исключением площадей, относящихся к Западно-Сибирской плите и Енисей-Хатангскому прогибу, составляет серия пликативных структур амплитудой несколько тысяч метров. Главными пликативными структурами являются: Тунгусская синеклиза и Норильско-Хараелахский прогиб. Норильско-Хараелахский прогиб, к центральной части которого приурочена площадь Талнахского рудного узла, является главной областью распространения всех известных продуктивных интрузий, несущих промышленное медно-никелевое оруженение (см. рис. 1). Прогиб ориентирован в север-северо-восточном направлении и при ширине 50-90 км прослежен по простиранию на 300-350 км. В строении прогиба принимают участие несколько мульд: Хараелахская, Вологочанская и Норильская, выполненные тунгусской серией и вулканогенной толщей. Хараелахская мульта разделяется на три мульдообразные структуры: Матах-Халинскую (на востоке), Таловскую (на северо-западе) и собственно Хараелахскую (на юго-западе), с юга ограниченную Кайеркано-Пясинской антиклиналью (рис. 1).

Площадь Талнахского рудного узла (ТРУ) приурочена к южной окраине Хараелахской мульды, сочленяющейся на юго-западе с Кайеркано-Пясинской антиклиналью. Строение мульды асимметричное с более крутым западным крылом и пологим юго-восточным, углы падения их составляют 20-30° и 5-10° соответственно. Ось мульды имеет север-северо-восточное простирание 15°. Мультя выполнена терригенными лагунно-континентальными осадками тунгусской серии и эффузивами пер-

мо-триаса, мощность которых в центральной части Хараелахской мульды, по данным геофизики, достигает 3700 м.

В приосевой части прогиба (Талнахская синеклираль) в север-северо-восточном направлении на протяжении сотен километров трассируется Норильско-Хараелахский разлом. Основным структурным элементом зоны разлома является Главный тектонический шов, представляющий собой зону милонитизации и брекчирования шириной до 100 м. Главный шов разлома сопровождается серией оперяющих второстепенных разрывов и локальных пликативных структур. Предположительно Норильско-Хараелахский разлом является главной стержневой структурой, транспортирующей ювенильное вещество из зоны первичной магмогенерации, приуроченной к Енисейско-Хатангскому рифту. В пределах Хараелахской мульды происходит виргация разлома (см. рис. 1) в виде самостоятельных оперяющих разрывов, в т.ч. Тангаралахский, Осевой, Дьянгинский и др.

Довольно значимым структурным элементом северо-восточных флангов ТРУ является среднепалеозойская структура Олорского палеоподнятия. Ось антиклинали имеет дугообразную форму, обращенную своей выпуклой стороной на восток. Простирание оси в южной части палеоподнятия северо-восточное, постепенно изменяется на северное, а далее к северу (район скважины П-12) вплоть до северо-западного. В ядре антиклинали, под отложениями верхнего мантура, вскрывается олорская толща, являющаяся фациальным аналогом курейской и разведочининской свит. Западное окончание Олорского палеоподнятия представляет собой флексурообразное крыло с амплитудой порядка 300-400 м субмеридионального простирания (рис. 1, 2). Это же крыло осложнено крупной дизъюнктивной структурой сбросового характера дотунгусского (либо доверхнемантуровского) заложения. Зона сброса прослежена вдоль Норильско-Хараелахского разлома. Амплитуда смещения по данному разлому составляет

сотни метров, при этом из разреза выпадают целые стратиграфические подразделения в объеме нескольких свит.

Восточное крыло палеоподнятия отличается своим спокойным, пологим залеганием. С юга Олорское палеоподнятия ограничено тектонической зоной.

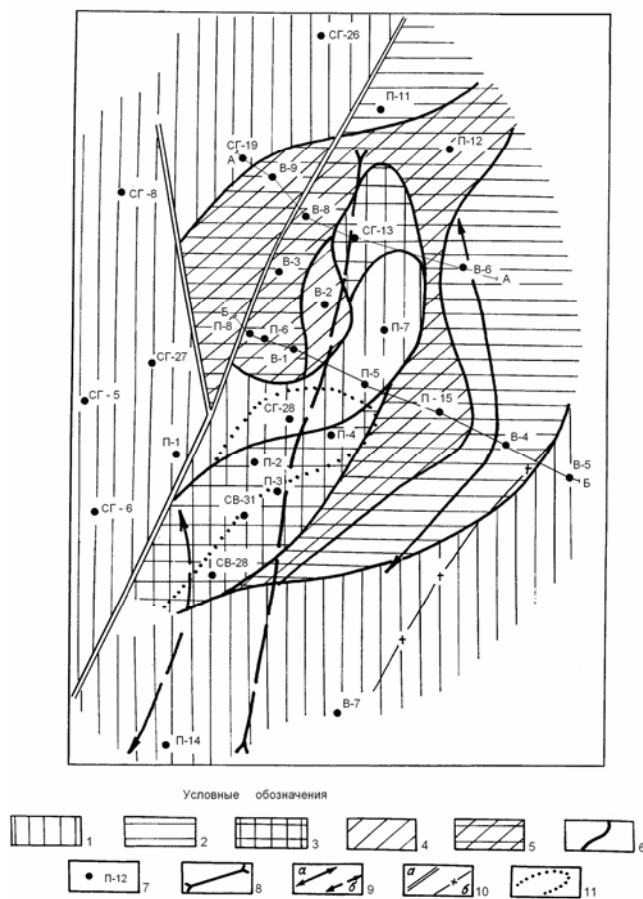


Рис. 2. Схема строения геохимического поля осадочных отложений олорской свиты Верхне-Хараелахской площади:

1-6 – геохимические ассоциации различной специализации: стронциевая (1), марганцевая (2), марганец-стронциевая (3), циркон-титановая (4), марганец-циркониевая (5); 6 – границы геохимических типов; 7 – скважина; 8 – ось Нижнемантуровской синклинали; 9 – ось Олорского палеоподнятия; 10 – разломы Норильско-Хараелахский (а) и Олорский (б); 11 – контур рудоносной интрузии (мощность более 150.0 м)

В комплексном геохимическом поле осадочных отложений нижнего-среднего палеозоя выделяется несколько типов локальных полей в зависимости от их специализации, хотя в целом они специализированы на стронций.

В строении геохимического поля наблюдается внутренняя зональность, которая определяется неравномерным распределением Sr в разрезе осадочных толщ (Кк от 0.8 до 23.0).

В осевой части Хараелахской мульды (Талнахская синклинали) в осадочных толщах (от силура до верхнего девона) наблюдается постепенное увеличение концентрации Sr. Ореолы с фоновым содержанием стронция (коэффициенты концентрации Sr от 0.8 до 1.2) пространственно совпадают с границами развития отложений верхнего девона (доломиты, мергеля доломитовые с прослойками ангидрита, известняки) и верхнемантуровской подсвиты среднего девона $D_2 mt_2$ (мергели, доломиты, ангидриты).

Область рассеянной минерализации (слабоконтрастные аномалии) Sr (Кк от 1,2 до 3) отмечается в стратифицированном разрезе отложений от нижнемантуровской ($D_2 mt_1$) до верхнезубовской ($D_1 zb_2$) подсвит нижнего – среднего девона (мергели, доломитовые мергеля с прослойками ангидрита, аргиллиты доломитистые).

Аномалии Sr (Кк Sr от 3.4 до 7) выделяются в разрезе отложений от верхнезубовской ($D_1 zb_1$) подсвиты (мергеля доломитовые, ангидриты) до нижнего силура (S_1) (мергеля доломитовые, ангидриты, доломиты с прослойками ангидрита). Причем, максимальное содержание Sr (Кк = 7) приурочено к подошве зубовской ($D_1 zb$) (доломиты) и ямпахтинской ($D_1 jm$) свит.

На рубеже нижнего-среднего девона отмечается смена геохимических обстановок формирования глинистых осадков. Данная особенность находит отображение в появлении внутри комплексного ГХП осадочных отложений девона стронциевой специализации, ореолов преимущественно Zr-Mn и Cr-V состава (отложения разведочинской свиты). Внутренняя геохимическая неоднородность данных образований обусловлена выделением в них пачек различного литологического состава. Так, в породах с преобладанием терригенной составляющей (песчаники, алевролиты)

отмечается повышенная концентрация Zr (Кк = до 2.0)–Ti–V; аргиллиты с прослоями костных брекчий и конкрециями фосфоритов геохимически специализированы на Y–Zr и P–Y–Zr; в пределах флексурных прогибов и в зонах развития приразломного метаморфизма аргиллиты обогащены Mo (Кк = до 2), Ba (Кк = 2) и в единичных случаях Ag (содержание до 0.1×10^{-3} вес. %) (переуглубленные зоны осевой части мульды; скв. СГ-19, СГ-8).

В восточном борту мульды отложения разведочнинской свиты развиты только вдоль зоны Норильско-Харалахского разлома (рис. 3, 4).

В пределах восточного борта Харалахской мульды (Олорское поднятие) содержание и распределение Sr в осадочных отложениях нижнего девона и верхнего силура ($D_1 zb - S_2$) восточного борта мульды такое же как, и в ее осевой части. Зоны рассеянной минерализации Sr (Кк от 1.9 до 2.9) отмечены в осадочных породах курейской ($D_1 kr$), верхней части зубовской ($D_1 zb$) и хребтовской ($D_1 hr$) свит (рис. 2, 3, 4).

Аномалии Sr (Кк от 2.9 до 8.7) наблюдаются в сульфатно-карбонатных породах нижнезубовской ($D_1 zb_1$) подсвиты и лудловского ($S_2 ld$) яруса.

Сходство геохимического строения осадочных отложений нижнего силура – девона (до отложений разведочнинской свиты) в различных тектонических блоках мульды позволяет сделать вывод о сходстве геодинамических условий и одновременности формирования осадков. Очевидно, смена условий формирования геологических образований произошла на уровне разведочнинской свиты, когда разделение мульды на отдельные блоки было инициировано заложением Норильско-Харалахского разлома – тектоническим нарушением разрывного типа, представляющего собой сбросо-сдвиг с амплитудой до 250 м. В результате восточный борт мульды оказался поднятым относительно осевой части и дальнейшее геологическое развитие и накопление осадочных толщ происходило в различных структурно-тектонических условиях. И если в центральной

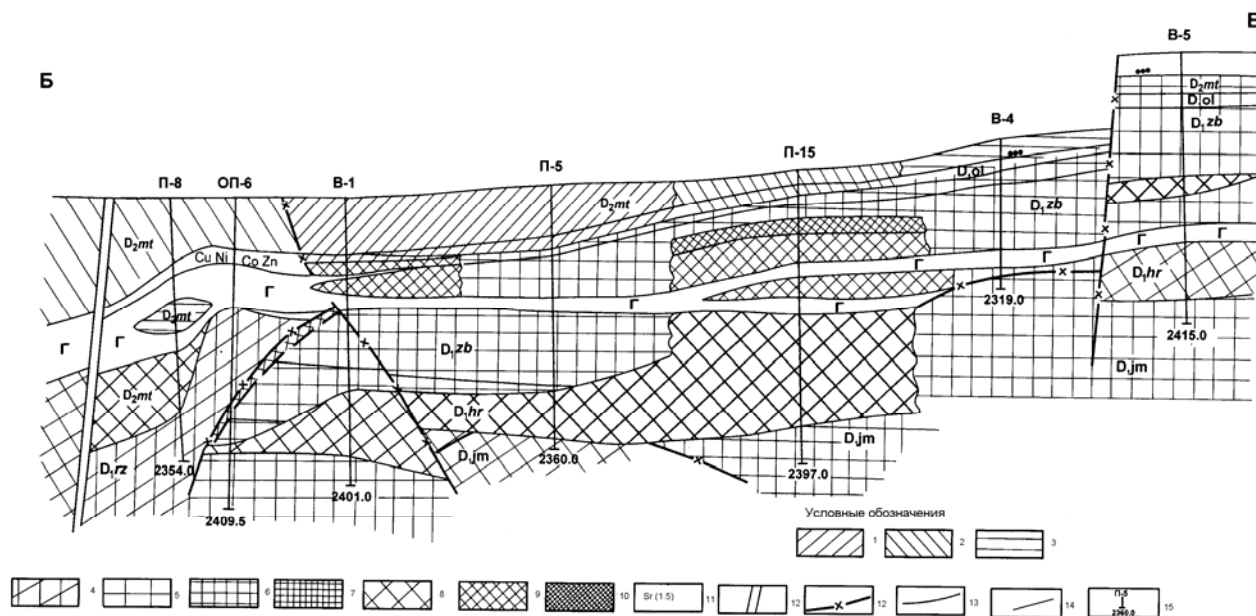


Рис. 3. Схематический геолого-геохимический разрез по линии Б–Б:

1-10 – геохимические ассоциации и аномалии: 1 – марганец-стронциевая, 2 – марганец-циркониевая, 3 – марганцевая, 4 – циркон-титан-ванадиевая, 5 – стронций (1,3) – марганцевая (1.2), 6 – стронциевая (2.4-4.6), 7 – аномалия стронция (7-10), 8 – барий (1.5) – стронциевая (1.2), 9 – зона рассеянной минерализации бария (6) – стронция (2.3), 10 – аномалия стронция (12-20) – бария (6-14); 11 – формула геохимические ассоциации, в скобках коэффициент концентрации; 12 – зона Норильско-Харалахского разлома; 13 – тектонические нарушения; 14 – геохимические границы; 15 – геологические границы; 16 – скважина, индекс, глубина

части мульды образование осадочных пород происходило в условиях морского режима, то в пределах восточного борта – в условиях денудационных процессов, размыва и переотложения осадков, т.е. в различных геохимических обстановках.

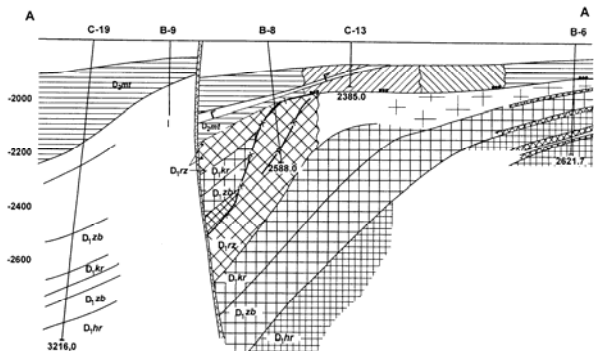


Рис. 4. Схематический геолого-геохимический разрез по линии А–А.

Условные обозначения см. на рис. 3

Так, в разрезе осадочных отложений нижнего девона сводовой части Олорского палеоподнятия выделяется олорская толща (*D₁ ol*), которая представляет собой фациальный аналог разведочнинской и курейской свит нижнего девона, выделенных в разрезе осадочных толщ к западу от Норильско-Хараелахского разлома. Геохимический разрез отложений олорской толщи в своей верхней части представлен ореолами геохимических ассоциаций марганцевого и циркониевого ГХТ (геохимическое сходство с отложениями разведочнинской свиты), в нижней – стронциевого типа (сходство с отложениями курейской свиты). Было отмечено, что элементы латеральной зональности ГХП олорских отложений пространственно совпадают с границами фациальной смены пород и структурными элементами палеоподнятия. Так, в сводовой части Олорского палеоподнятия (скв. П-12 и П-15) верхняя часть отложений олорской толщи (доломиты и известняки) картируются ассоциациями ГХТ марганцевой специализации, с аномальными концентрациями Ва ($K_k = 5$). В строении ГХП осадочных пород восточного и западного крыльев палеоподнятия вдоль границ сводовой части (скв. В-6, П-5) выделяются геохимические ассоциации Mn-V-Cr (Cr-V-Mn).

В пределах западного крыла, более пологого, олорская толща сложена последовательно сменяющимися друг друга тонким переслаиванием зеленовато-серых мергелей, темно-серыми аргиллитами, глинисто-алевритовыми доломитами. В геохимическом поле объекта выстраивается зональность, которая представлена последовательным изменением состава геохимических ассоциаций, свойственных терригенным образованиям разведочнинской свиты ($D_I rz$) (в западном направлении от сводовой части поднятия): $Mn \rightarrow Cr-V-Mn$ ($Mn-Cr-V$) $\rightarrow Mn-V-Zr \rightarrow V-Zr \rightarrow Zr-Mn \rightarrow Mn-Sr$ (ось Нижнемантуровской синклинали; глинисто-алевритовые доломиты).

Отложения толщи восточного крыла поднятия (более крутого) сложены в основном реликтами пестроцветных пород – аргиллитов, мергелей. Латеральная зональность геохимического поля в этом случае представлена следующими изменениями состава геохимических ассоциаций (в восточном направлении от сводовой части палеоподнятия): $Mn \rightarrow Mn-V-Cr \rightarrow Zr-Mn \rightarrow Mn-Sr$ (приразломный прогиб) (рис. 2, 3).

На границе раздела верхней и нижней части разреза олорской толщи отмечаются низкие концентрации Mn (Кк=0.7) и повышенные Sr (Кк=1.5).

Зональность ГХП отложений нижней части Олорской толщи (по литологическому составу сходна с породами курейской свиты нижнего девона) определена теми же особенностями, что и верхней. Так, отложения в сводовой части палеоподнятия (скв. П-12, П-15) картируются геохимическими ассоциациями Ba ($K_k = 2$) – Sr ($K_k = 1.4$) (скв. П-12) и Ba ($K_k = 4$) – Sr ($K_k = 1.4$) – Mn (K_k до 1) (скв. П-15) составов (характерными для мергелей курейской свиты D₁ *kr*). В ГХП западного крыла наблюдается следующий порядок изменений состава геохимических ассоциаций (в направлении от сводовой части поднятия): Pb ($K_k = 3$) – Ba ($K_k = 2$) – Ga ($K_k = 2$) – Sr – Mn ($K_k = 1.4$) (скв. П-5) → Ag – Pb ($K_k = 4$) – Zn ($K_k = 3.5$) – Ba ($K_k = 1.8$) – Sr – Mn ($K_k = 1.6$) – Ga – Be ($K_k =$

1.3) – Zr – Mo (Кк = 1) (скв. П-2) → Sr (Кк = 3.4) – Ga (Кк = 2.3) – Pb – Be (Кк = 1.7) – Ba (Кк = 1.4) – V – Zr – Ti (Кк = 1) (скв. В-2) → Sr (Кк = 20) – Y – Yb (Кк = 4) – Ba (Кк = 2) – Zr – Mn (Кк = 1) (скв. В-1). Латеральная зональность ГХП отложений восточного крыла палеоподнятия отображается последовательной сменой геохимических ассоциаций стронциевого ГХТ: Pb (Кк = 1.2) – Cr – Sr (Кк = 1) (скв. В-6) → Pb (Кк = 2) – Sr – Mn (Кк до 1) (скв. В-4); → Sr (Кк = 8) – Y – Yb (Кк = 6) – Be (Кк = 1.7) – Pb (Кк = 1.4) – Ba – Ti – V (Кк = 1) (зона разлома; скв. В-5).

Геохимическую границу между отложениями олорской толщи и нижележащими образованиями можно провести по низкому содержанию Mn ($60\text{--}80 \times 10^{-3}$, вес. %) и относительно высокому содержанию Sr ($200\text{--}250 \times 10^{-3}$, вес. %) и Li (3×10^{-3} , вес. %). Горизонт ангидритов в кровле подстилающих пород характеризуется дефицитом практически всех микроэлементов.

Наблюдаемая зональность комплексного ГХП отложений среднего девона в пределах мульды обусловлена в первую очередь различным структурно-тектоническим строением осевой и бортовых частей (восточный борт мульды осложнен положительной структурой второго порядка – Олорским поднятием) и, как следствие, различными фациальными условиями накопления осадочных толщ. В пределах восточного борта Хараелахской мульды (Олорское палеоподнятие) терригенно-осадочные лагунно-континентальные образования карбона-перми с размытом залегают непосредственно на породах среднего девона, представленных мощными горизонтами карбонатных брекчий и брекчированных пород. Обломочный материал слагают алевроитистые мергеля, доломиты. В карбонатно-глинистом цементе во множестве отмечаются образования корок, налетов, пленок в виде дендритов марганца, изредка гнезд галита и ангидрита [3].

В пределах Хараелахской мульды в направлении с запада на восток происходит постепенное выклинивание толщ суль-

фатно-карбонатного состава (отложения верхнего и среднего девона) и накопление карбонатных отложений.

В этих условиях отложения среднего ($D_2\ mt$) и верхней части нижнего девона (олорская толща – $D_1\ ol$) в пределах сводовой части Олорского палеоподнятия (скв. В-4, 6 и П-15) геохимически специализированы на Mn [2].

В целом в пределах Хараелахской мульды эта особенность осадочных толщ среднего девона геохимически выражается в последовательном снижении в породах содержания Sr и нарастании Mn, что в структуре ГХП отображается рядом сменяющихся геохимических ассоциаций стронциевого и марганцевого типов (в восточном направлении от оси мульды): Sr-Mn (Талнахская синклиналь) → Mn-Sr (Нижнемантуровская синклиналь) → Mn-Zr (западное крыло Олорского поднятия) → Mn (сводовая часть Олорского поднятия) (рис. 1, 2, 3, 4).

Генетические аспекты образования геохимического поля стронциевой специализации. Наблюдения особенностей геохимического строения осадочных морских и лагунно-континентальных отложений палеозоя вполне объяснимы хемогенным характером образования осадочных пород. Из всех исследуемых 24 микроэлементов стронций, по сравнению с другими МЭ (исключая калий), обладает сравнительно большей растворимостью и меньшей сорбционной способностью, что и обуславливает его большую распространенность в морской воде [4]. Кроме того, уровень концентрации Sr обуславливается интенсивностью галогенеза. Максимум осаждения Sr в виде целестина приурочен к моменту насыщения рассола гипсом (в конце карбонатной и в самом начале сульфатной стадии галогенеза) [1]. Осаждающийся целестин образует включения в доломитах и доломитовых известняках – при геологическом описании в данных породах отмечались (Н.П. Кузнецова, 1987 г.) зерна и прожилочки самородного минерала целестина, стронцианита.

На сульфатной стадии седиментации

(осадочные породы среднего девона) осаждение целестина одновременно с гипсом и ангидритом еще продолжается, но в количественном отношении оно явно идет на убыль. Литологический состав пород в данном случае геохимически характеризуется следующим образом. Среди карбонатных пород наиболее обогащены Sr доломиты и доломитизированные известняки (содержание Sr от 0.6 до 0.8 %). Самое высокое содержание стронция было отмечено в глинистых карбонатных породах: от 0,8 в. % и более 1 в. %.

В целом по разрезу палеозойских отложений распределение стронция выглядит следующим образом: в породах верхнего и среднего девона (доломиты, известняки, ангидриты, гипсы, мергели) содержания стронция от 0.1 до 0.2 вес. %; нижнего девона (курейская – зубовская свиты – доломиты, мергеля, аргиллиты доломитистые, ангидриты) – 0.3 – 0.6 в. %; в породах нижней части отложений зубовской свиты $D_1 z b_1$ (мергели, доломиты, мергеля доломитовые с прослойками ангидрита,) и верхнего силура (лудловский ярус $S_2 l d$, доломиты с прослойками глинистых мергелей) – от 1 до 1.5 в. %.

Отмечаемая особенность как непрерывное возрастание стронция в осадках палеозоя от более молодых к более древним, возможно, также связана с привнесением стронция в состав земной коры магматическими породами основного состава. По мере угасания магматической деятельности (по сравнению с древним докембрием) количество поступающего стронция сокращается в связи с эрозией и переотложением древних осадков. И как следствие снижается содержание стронция в более молодых отложениях палеозоя.

Зональность комплексного геохимического поля в значительной мере отображает элементы структурно-тектонического плана площади. В комплексном ГХП стронциевой специализации палеозойских отложений выделяются объекты, обогащенные Ba. Так, в отложениях зубовской свиты в центральных частях палеоструктур отмечаются аномалии Sr

(Кк=7-17) – Ba (Кк=2-10) (сводовая часть Олорского палеоподнятия) и Sr (Кк=20) – Ba составов (осевая часть Нижнемантуровской синклинали; скв. В-1).

На границах раздела свит (брекчированные зоны размыва и переотложений), являющихся своеобразными геохимическими барьерами, также отмечается резкое увеличение содержаний Ba и Sr до аномальных значений: Sr (Кк от 5 до 22) – Ba (Кк до 6) (рис. 2, 3).

Выводы:

1. Палеозойские морские и лагунно-морские отложения сульфатно-карбонатного, сульфатного, галогенного составов нижнего структурного яруса платформенного чехла площади Талнахского рудного узла в целом специализированы на стронций. В строении комплексного геохимического поля стронциевой специализации наблюдается внутренняя дифференциация, которая определяется неравномерным распределением Sr в разрезе осадочных толщ (Кк от 0.8 до 23.0).

2. Неоднородность распределения микроэлементов по разрезу геологических образований Талнахского рудного узла формирует зональность комплексного геохимического поля. Природа вертикальной и латеральной зональности в первую очередь обусловлена различными фациальными условиями образования осадочной толщи пород и как следствие неоднородностью их литологического состава.

3. Элементы зональности комплексного геохимического поля палеозойских отложений отображают структурные элементы геодинамического плана нижнего яруса платформенного чехла.

Доказательством этого положения является то, что геохимическая характеристика отложений верхнего силура и нижнего девона как в осевой, так и бортовых частях мульды одинакова, следовательно, формирование осадков происходило в одинаковых геохимических обстановках и в одинаковых геодинамических условиях. Изменения в строении комплексного геохимического поля осадочных толщ, вызванных снижением в них

концентрации стронция снизу вверх по разрезу можно рассматривать как отображение смены режимов их формирования и изменения химического состава пород от сульфатно-карбонатного до карбонатного. Границы раздела свит рассматриваются как своеобразные геохимические барьеры, для которых характерны дефицит всех микроэлементов и накопления бария и стронция (ослабленные зоны, которые наиболее проницаемы для прохождения флюидных растворов и образования в них барито-целестиновой минерализации).

На рубеже нижнего-среднего девона отмечена резкая смена геохимических условий осадкообразования, что и подтверждено необычностью геохимического состава осадков разведочнинской свиты. Происходящие изменения нашли свое отображение в проявлении элементов линейной зональности в комплексном геохимическом поле разведочнинской и олорской свит (Олорское палеоподнятия), обусловленной выделением в нем объектов с повышенными содержаниями иттрия и иттербия, пространственно совпадающими с направлением тектонических зон. Это свидетельствует об одновременности образования осадочных отложений и заложения глубинного разлома, который в более ранних отложениях палеозоя не имеет особых геохимических признаков.

Следующий временной этап изменения условий геодинамического развития начинается с начала среднего девона. Это подтверждается разностью геохимических характеристик осадочных отложений среднего и верхнего девона в центральном и восточном борту Хараелахской мульды.

При этом границы смены состава геохимических ассоциаций различной специализаций совпадают. Наблюдаемая латеральная зональность ГХП пространственно совпадает с границами фациальной смены пород. Последовательное изменение химизма осадочных отложений от сульфатно-карбонатного до карбонатного фиксируется постепенным снижением содержания стронция и увеличением содержания марганца. Следовательно, в пределах осадочной толщи Хараелахской мульды отмечаются два направления геохимической зональности (вертикальная и горизонтальная), имеющих одинаковую природу и вещественный состав. Рубежи смен геохимических обстановок вполне соответствуют изменениям в геодинамических условиях формирования осадочных толщ не только на региональном уровне, но и планетарном (нижний и средний девон).

Библиографический список

1. Власов К.А. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. – М. Наука, 1964. – Т.1.
2. Мирошникова Л.К. Геохимия палеозойских отложений Верхне-Хараелахской площади //Недра Таймыра: сборник научных трудов. – Норильск, 2000. – Вып. 4. – С. 69-83.
3. Мирошникова Л. К. Геохимическая характеристика осадочных отложений адылканской свиты //Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых: межвузовский сборник. – Иркутск: ИрГТУ, 2001. – Вып. 25.
4. Тугаринов А.И. Общая геохимия. – М.: Атомиздат, 1973. – 128 с.

Рецензент кандидат геолого-минералогических наук, доцент
Иркутского государственного технического университета Л.А. Филиппова

УДК 550.42.556.124 (571.53)

Л.А. Филиппова¹, И.В. Юркова²

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ВЛИЯНИЕ МАЛЫХ СВАЛОК НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ

Приведены результаты изучения влияния малых свалок на загрязнение природных компонентов на примере бытовой свалки пригородного п. Пивовариха Иркутской области. Изучен макро- и микроэлементный состав (36 элементов) почв, растительности и свалочного фильтрата на территории свалки и за ее границей. Установлено, что почва, растительность и фильтрат характеризуются высокими коэффициентами накопления большинства элементов, в т.ч. и тяжелых металлов – Pb, Ag, Zn, Cu, Sn, V, Cd и др. Показано пространственное распределение элементов и их ассоциаций в почве и растительности. Установлено, что загрязнение распространяется в пойме в направлении движения вод и ветра.

Ключевые слова: химические элементы, ассоциации, миграция, свалка, загрязнение, аномалии тяжелых металлов.

Библиогр. 19 назв. Ил. 6. Табл. 4.

GEOCHEMICAL INFLUENCE OF THE SMALL DUMPS ON THE ENVIRONMENT

L.A. Filippova¹, I.V. Yurkova²

The article gives the results of the research of the influence of the small dumps on the pollution of natural components on the example of the domestic dump of the Irkutsk suburban settlement – Pivovariha. The authors study the macro – and microelement composition of the soil (36 elements), vegetation and dump filtrate on the territory of the dump. The authors determined that the soil, vegetation and filtrate are characterized by the high coefficients of the accumulation of the most of elements including heavy metals such as Pb, Ag, Zn, Cu, Sn, V, Cd and others. The article shows the spatial distribution of elements and their associations in the soil and vegetation. The authors specify that the pollution is extended in the flood-lands in the wind and water-flow direction.

Key words: chemical elements, associations, migration, dump, pollution, aperiodicities heavy metals.

19 sources. 6 figures. 4 tables.

Одной из серьезных экологических проблем урбанизированных территорий являются места складирования промышленных и бытовых твердых отходов – свалки, которые, как показывают исследования [2, 4], представляют собой мощный источник загрязнения окружающей природной среды (ОПС) и несут опасность здоровью человека. В последнее время этой проблеме придается большое значение. Обезвреживаются и рекультивируют-

ся старые свалки, новые строятся с учетом природоохранных нормативов, проводятся исследования по оценке опасности их для окружающей среды (ОС), населения и т.д. Однако это касается в основном крупных городских свалок. Свалки же более мелких поселений (поселковые, деревенские, хаотично замусоренные территории, т.н. неконтролируемые свалки; будем называть их «малые» свалки), которые состоят в основном из бытовых отходов и мусора,

¹Филиппова Людмила Александровна – кандидат геолого-минералогических наук, доцент Иркутского государственного технического университета, 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, тел.: (3952) 40-52-73.

²Юркова Ирина Владимировна – аспирант кафедры геологии и геохимии полезных ископаемых Иркутского государственного технического университета, 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, тел.: (3952) 40-52-73.

¹Filippova Lyudmila Aleksandrovna - candidate of geological and mineralogical sciences, an associate professor of Irkutsk State Technical University, 83 Lermontov St., Irkutsk, 664074, tel.: (3952) 40-52-73

²Yurkova Irina Vladimirovna, a postgraduate of the Chair of Geology and Geochemistry of minerals of Irkutsk State Technical University, 83 Lermontov St., Irkutsk, 664074, tel.: (3952) 40-52-73.

остаются без должного внимания, хотя они не только портят эстетический вид ландшафта, но могут оказывать и геохимическое воздействие на ОС.

Наблюдения показывают, что малые свалки, как правило, не отвечают современным санитарным и техническим нормам. Они сооружаются обычно в придорожных карьерных выемках, низинных частях рельефа, чаще в поймах рек, т.е. в геологической среде, наименее устойчивой к загрязнению продуктами разложения свалочного материала. При этом складирование отходов происходит хаотично, без контроля их состава, без пересыпки изолирующим материалом, часто без дренажных канав, что усиливает геохимические процессы разложения и распространения загрязнения. Интенсивная миграция химических элементов и их соединений, в т.ч. токсичных и канцерогенных, вызванная процессами активного геохимического выветривания и разложения свалочного материала, приводит к перераспределению и накоплению их во всех компонентах ОС.

Для оценки геохимического влияния на ОПС малых свалок проведено детальное геохимическое картирование бытовой свалки п. Пивовариха, которая находится в пригородной рекреационной зоне [5] г. Иркутска (рис. 1). Полигон свалки расположен у левого борта поймы р. Ушаковка, ширина которой в районе поселка составляет примерно 2000 м. Он вытянут в северном направлении от поселка примерно на 1000 м вдоль грунтовой дороги, идущей на правый борт реки, в зону отдыха. Свалка действующая, неизолированная, открытая, в южной наиболее старой ее части со слоем разложившегося свалочного материала мощностью до 1,5 м; северная половина отличается свежим свалочным материалом. Свалка имеет дренажные канавы по ее восточной и южной границам, однако они находятся в запущенном состоянии. Материал свалки представлен пищевыми остатками, бумагой, разным упаковочным материалом, металлом, резиной, стеклом, древесиной, тканью, синтетическим веществом, в том

числе токсичным и многими другими отходами разного состава.

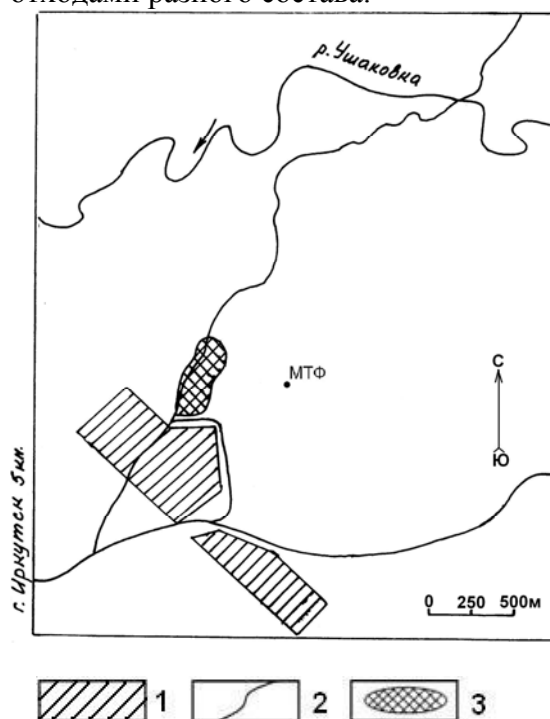


Рис. 1. Схема расположения бытовой свалки п. Пивовариха:
1 – п. Пивовариха, 2 – дороги, 3 – свалка

Проведено картирование ближайшего к поселку участка свалки протяженностью 500 м, который отличается наибольшим скоплением бытовых отходов и продолжительностью эксплуатации. Ширина свалки здесь порядка 160-180 м.

Геохимическое картирование велось по профилям, расположенным вкрест вытянутости свалки. Сеть картирования 50х20 м с выходом за границы свалки на 50 м, закартированная площадь составляет около 0,1 км².

В каждой точке отбиралась проба почвы из-под свалочного материала и растительности (пойменного кустарника, иногда луговой травы). Всего отобрано: почв около 80 проб, биоты – около 50 проб. Кроме того, опробован фильтрат из 5 мочажин, образующийся при просачивании атмосферных осадков через свалочный материал. В качестве фона воды опробована вода Ушаковки. Для оценки проникновения загрязнения на глубину проведено поинтервальное (20 см) опробование почвенного профиля мощностью

1,2 м, вскрытого в борту дренажной канавы (рис. 2) в южной части свалки, на месте наибольшего скопления свалочного материала; отобрано 7 проб почвенного мелкозема (фракция < 1 мм).

Все пробы почв и золы растительности проанализированы (табл. 1-4) приближенно-количественным эмиссионно-спектральным методом на 36 макро- и микроэлементов; содержания химических элементов в пробах воды определены химическим методом и методом элементно-

го ИСП-МС анализа также на широкий круг элементов. Результаты картирования обработаны методом «Статистика» и «Многомерное поле» с построением моно- и полиэлементных геохимических карт.

Наличие и степень загрязнения почвы и растительности определялись относительно среднефоновых и кларковых концентраций элементов. За среднефоновые концентрации взяты медианные значения статистических распределений, введенные для каждого материала карто-

Таблица 1

Среднефоновые и кларковые концентрации химических элементов
в почве и золе растений свалки

Элемент	Почва		Растительность (зола)	
	Средний фон (\bar{C}_ϕ)	Кларк [14]	Средний фон (\bar{C}_ϕ)	Кларк [14]
макроэлементы, %				
Fe	2,5	3,8	0,4	1,0
Si	30,0	33,0	5,0	15,0
Al	5,0	7,1	0,6	1,4
Mq	1,0	0,63	3,0	7,0
Na	1,0	0,63	1,0	2,0
Ca	2,0	1,37	17,0	3,0
K	1,3	1,36	15,0	3,0
P	0,06	0,08	3,0	7,0
микроэлементы, $n \cdot 10^{-3}$ %				
Ag, 10^{-6}	20,0	10,0	200,0	100,0
Sn	0,07	0,45 [7]	0,07	0,5
Zn	7,0	5,0	60,0	90,0
Pb	3,0	1,0	30,0	1,0
Cu	3,0	2,0	5,0	2,0 [6]
Mo	0,07	0,2	0,07	2,0
Mn	55,0	85,0	300,0	750,0
Sr	27,0	30,0	60,0	30,0
Li	0,7	3,0	1,2	1,1
B	1,5	1,0	130,0	40,0
Co	1,0	1,0	0,5	1,5
Ni	3,5	4,0	0,6	5,0
Cr	8,5	20,0	4,5	25,0
V	5,5	10,0	0,6	6,1
Ti	400,0	460,0	100,0	100,0
Ba	80,0	50,0	80,0	n·10
Ga	1,3	3,0 [1]	0,5	0,06 [6]
Ge	не опр.	0,2	0,1	2,0 [6]
Cd	не опр.	0,05	0,2	0,001

Примечание: не опр. – не определялось.

вания (почвы и растительности) при построении геохимических карт.

Особенности комплексного полиэлементного загрязнения почв и растительности, а также распространение его по площади оценивались по геохимическим картам. При этом применялся суммарный показатель концентрирования (СПК) элементов в полях загрязнения почвы и биоты, который определялся как сумма превышений, накапливающихся в них химических элементов [12, 16]. Ниже приводятся результаты работ.

Как следует из табл. 1, рассчитанные при построении карт среднефоновые концентрации (\overline{C}_ϕ) большинства элементов в почве не превышают своих кларков и соответствуют региональному фону [17, 19]. Отмечается некоторое превышение их над кларком лишь для Mg, Na, Ca в 1,5 раза и Ag, Pb, Ba, В и Cu в 1,5 – 3 раза, что обусловлено, несомненно, загрязнением верхнего почвенного (опробованного) слоя изученной площади, хотя, согласно [7], уровни их не выходят за пределы колебаний нормальных концентраций в данном материале в глобальном масштабе.

В растительности же полигона свалки превышения средних фонов ряда элементов над их кларками более значительны. Так, фоны Ag, Cu, Sr, В превышают свои кларки в 2-3, Ca, K, Ga – в 5-10, Pb – в 30, а Cd – в 200 раз*, что, несомненно свидетельствует о загрязненности (обогащенности) этими элементами растительности всей изученной площади и за ее пределами. Среднефоновые концентрации остальных элементов в растительности полигона не выходят за пределы своих кларков.

Для оценки уровня загрязнения применены коэффициенты максимального концентрирования элемента в почве и растительности (KK_{\max}), равные отношению

максимальной концентрации элемента (C_{\max}) к его \overline{C}_ϕ (табл. 2). Из анализа KK_{\max} видно, что максимальное накопление в почве свалки имеют тяжелые металлы (Sn, Ag, Zn, Pb, Cu, Mo), а также Р и В. Их KK_{\max} колеблются в интервале от 14,3 до 285, причем наибольшие значения имеют Ag и Sn – 150 и 285 соответственно. Наблюдается отчетливое обогащение почвы и большинством других элементов, KK_{\max} которых составляют от 2 до 5,6. Лишь Si, Al, Ni, Ba и Ga с $KK_{\max} < 2$ находятся в пределах колебаний фона.

Таким образом, поверхностный почвенный слой территории свалки в разной степени загрязнен практически всем комплексом рассматриваемых химических элементов, что обусловлено главным образом попаданием в него мелкозема, разлагающегося свалочного материала.

Намечается почти прямая корреляция почвы и растительности. Как следует из табл. 2, растительность также обогащена практически тем же комплексом химических элементов. Максимальное накопление в ней, как и в почве, показывают Pb с $KK_{\max} = 150$, Zn – 33, Ag – 30, Sn – 14, а также Ge – 30, Cd – 5000 (в почве Ge и Cd, как отмечалось, не обнаружены) и V с $KK_{\max} = 25$. Все эти элементы считаются наиболее опасными для окружающей среды, животных и здоровья человека [7, 9, 10]. Отчетливо накапливаются и остальные микроэлементы, но несколько в меньшей степени, их KK_{\max} колеблются от 2,5 до 8,3. Из макрокомпонентов растения обогащены Fe, Si, Al, Ca, K с KK_{\max} от 4 до 8,3.

Для большинства из накапливающих элементов характерен и высокий (>1) коэффициент биологического поглощения

*Превышение ориентировочно; скорее всего, несколько завышена \overline{C}_ϕ из-за недостаточной чувствительности анализа на Cd ($3 \cdot 10^{-4}\%$ при кларке $1 \cdot 10^{-6}\%$); в результате при расчете \overline{C}_ϕ для Cd в пробах с «не обнаружено» взята концентрация, равная половине предела обнаружения ($1,5 \cdot 10^{-4}\%$), что также значительно выше кларка.

Таблица 2

Содержание химических элементов в почве и золе растений свалки

	Почва			Зола растений				
	$C_{\min} - C_{\max}$	среднее	KK_{\max}	$C_{\min} - C_{\max}$	среднее	KK_{\max}	A_x	A_x^{**} [15]
Макроэлементы, %								
Fe	0,5-6,0	2,7	2,4	0,1-2,0	0,64	5,0	0,2	0,n
Si	10-35	28	1,2	2,0-20,0	5,9	4,0	0,2	0,n
Al	3-8	5,5	1,6	0,1-5	1,1	8,3	0,2	0,0n
Mq	0,1-3	1,3	3,0	1,5-5,0	3,4	1,7	2,6	n
Na	0,05-2	1,1	2,0	0,5-1,5	1,1	1,5	1,0	n
Ca	0,5-5	2,1	2,5	8,0-25,0	17,0	8,3*	8,2	n
K	0,25-3	1,4	2,3	15,0-25,0	17,2	8,3*	11,9	n
P	0,01-2	0,07	33,0	2,5-3,5	3,2	1,2	44,9	n·10
Микроэлементы, $n \cdot 10^{-3}\%$ (Ge – $0,3 \cdot 10^{-3}\%$, Cd – $0,5 \cdot 10^{-3}\%$)								
Aq, 10^{-6}	2-3000	32,8	150,0	30,0-3000,0	188,0	30,0*	6,7	n
Sn	0,05-20	0,16	285,0	0,05-1	0,2	14,3	1,0	0,0n
Pb	1,0-100	4,9	33,0	8,0-150,0	29,0	150*	5,8	0,0n
Zn	3-300	10,4	43,0	8,0-2000,0	70,4	33,3	6,8	n
Cu	1-50	4,0	16,7	3,0-10,0	6,5	5,0*	1,6	n
Mo	0,05-1,0	0,1	14,3	0,05-2,0	0,2	28,6	2,0	n
Mn	10-200	57,0	3,6	20,0-2000,0	281,0	6,7	5,0	0,0n
Sr	5-150	32,0	5,6	5,0-200,0	47,0	6,7*	1,5	n
Li	0,5-3	1,3	4,3	0,5-10,0	1,6	8,3	1,2	0,0n
B	1-30	2,0	20,0	50,0-200,0	144,0	5,0*	72,1	n
Co	0,4-3	1,8	3,0	0,4-2,0	0,5	4,0	0,3	0,n
Ni	1,0-6	3,4	1,7	0,2-5,0	1,2	8,3	0,4	0,n
Cr	2,0-20,0	9,1	2,4	1,0-20,0	5,2	4,4	0,6	0,0n
V	2,0-30	7,4	5,4	0,5-15,0	0,9	25,0	0,1	0,n
Ti	200-1000	423,0	2,5	20,0-300,0	116	3,0	0,3	0,n
Ba	40-150	90,0	1,9	40,0-200,0	85,0	2,5	0,9	0,n
Ga	0,5-2,0	1,4	1,5	0,25-1,5	0,7	25,0*	0,5	нет данных
Ge	не обн.	не опр.	не опр.	0,05-3,0	0,3	30,0	не опр.	“-“
Cd	не обн.	не опр.	не опр.	0,15-5,0	0,4	5000*	не опр.	“-“

Примечание: не обн. – элементы не обнаружены при чувствительности анализа;

* – значение KK_{\max} определено относительно кларка, т.к. естественный фон элементов полностью закрыт загрязнением;** – кларковые значения A_x [15].

(A_x), который по [8, 11] свидетельствует о безбарьерном их накоплении растениями. Однако элементы с $A_x < 1$, относящиеся к группе барьерного поглощения (среднего и слабого захвата [11]), также активно накапливаются, как показывают KK_{\max} , в растениях свалки. Очевидно, геохимические процессы выветривания свалочного материала в условиях пойменного ланд-

шафта вызывают активизацию выщелачивания химических элементов и перевода их в легко доступные для растений подвижные (сорбционные, солевые и др.) формы, что способствует повышенному их захвату растениями [7]. Кроме того, часть этого накопления связано, вероятно, с механическим осаждением элементов на листьях и др. надземных частях растений с аэрозольной пылью, поступающей при

дефляции разлагающегося свалочного материала.

Таким образом, поверхностный слой почв и растительность на территории свалки обогащены многими химическими элементами и, прежде всего, тяжелыми металлами (Pb, Zn, Sn, Mo, Ag, Cd и др.), многие из которых относятся к категории токсичных или супертоксичных, например Pb и Cd [9,10]. Концентрации этих элементов в пробах характеризуются значительными колебаниями, что отражается проявлением на территории свалки полей разной интенсивности загрязнения по величине СПК (рис. 2, 5).

Так, полиэлементная карта почв (рис. 2) показывает, что почва практически всей территории свалки и прилегающих к ней с запада и востока площадей в той или иной степени загрязнена. Большая часть ее характеризуется слабым и средним уровнями загрязнения (СПК 3-20) с тенденцией распространения его на запад от полигона свалки, что обусловлено, вероятно, сносом мелкозема свалочных отходов течением поверхностных вод (дождевые, талые) в данном направлении. На фоне слабого и среднего загрязнения резко выделяется ряд локальных участков с более высокими уровнями загрязнения, которые приурочены к восточной границе свалки и дороге, проходящей через полигон. Пространственно эти участки отчетливо совпадают с центрами скопления свалочного материала. Так, поля максимального по размерам и уровню загрязнения (СПК 100-455) фиксируются в юго-восточной, наиболее старой части свалки, где отмечается наибольшее скопление свалочного материала. Второе поле очень сильного загрязнения почв (СПК 66-100), но меньших размеров проявляется в северо-восточном углу полигона, на участке скопления относительно свежего бытового мусора. С восточной стороны эти поля загрязнения не замкнуты и выходят за границы свалки. Очевидно, в этом направлении также идет разнос продуктов разложения свалочного материала преобладающими северо-западными ветрами, а так-

же возможно дополнительное поступление загрязняющих веществ (удобрения, стоки) от сельскохозяйственных объектов (МТФ, пашня), находящихся примерно в 500 м к востоку от свалки, т.е. выше по течению вод поймы (см. рис. 1).

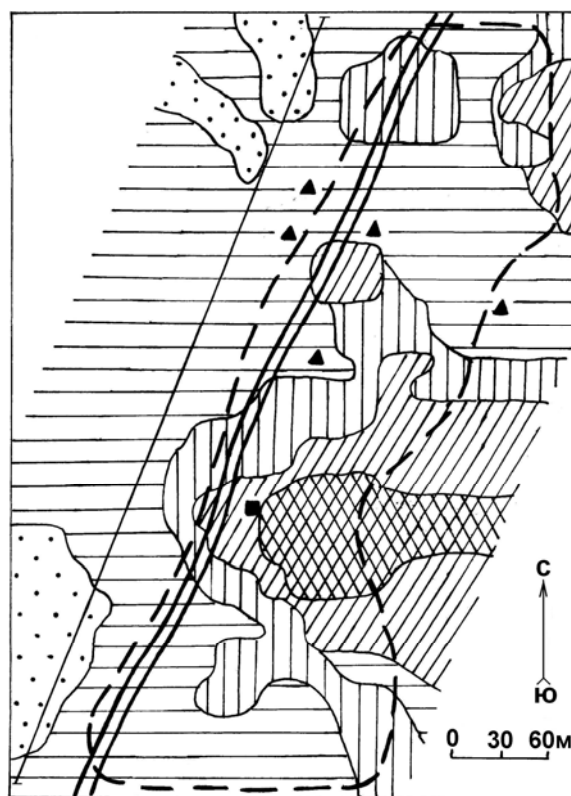


Рис.2. Карта загрязнения химическими элементами почвы:

1 – контур свалки; 2 – проселочная дорога; 3 – магистральный профиль; 4 – места опробования фильтрата (а) и почвенного профиля (б); 5-9 – уровни загрязнения почв по величине СПК и ассоциации загрязняющих элементов со средним КК у символа элемента: 5 – <3, $Mo_{1,3} Li_{1,1}$ (фон); 6 – 3-20 (слабое и среднее загрязнение): $Ag_3 Sn_3 Li_2 Co_2$; 7 – 20-66 (сильное): $Mo_{14} Pb_{13} Zn_7 Ag_6 Sn_3 Co_3 Sr_3$; 8 – 66-100 (очень сильное): $Sn_{24} Ag_{23} Pb_{19} Zn_{7,1} Mo_4 Co_3$; 9 – 100-455 (максимальное загрязнение): $Sn_{214} Ag_{100} Zn_{20} Pb_9 Mo_3 Li_3 V_3$

Основными загрязняющими элементами, как следует из рис. 2, являются главным образом токсичные тяжелые металлы – Pb, Zn, Sn, Cu, Mo, Ag, Co, показываю-

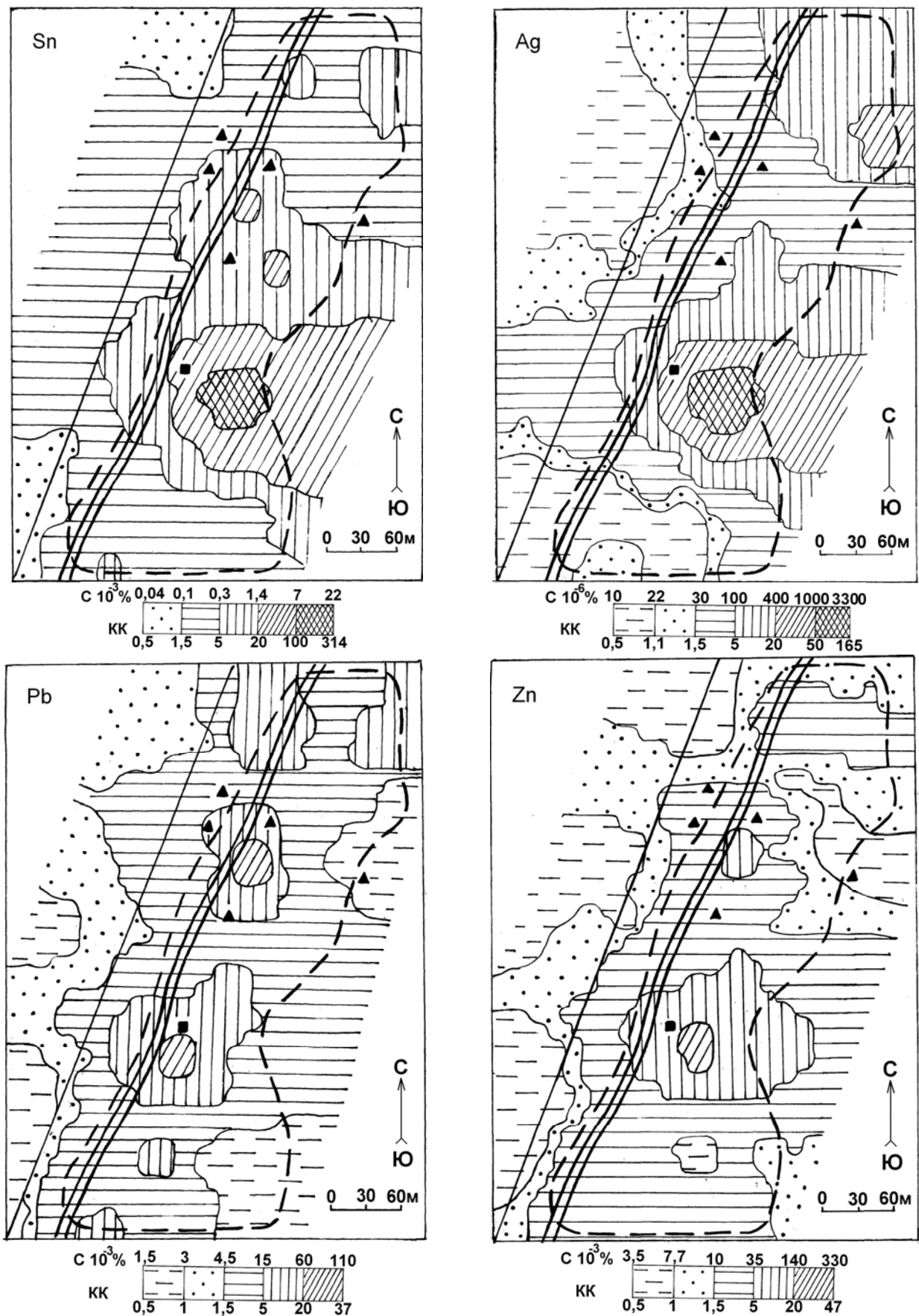


Рис. 3. Концентрации Sn, Ag, Pb и Zn в почве полигона свалки.

Остальные условные обозначения на рис. 2

щие наибольшие накопления (*КК*) в почве свалки. Однако геохимический спектр загрязнителей (табл. 2) значительно шире, до 20-23 элементов, и включает в себя элементы из разных генетических ассоциаций зоны гипергенеза, например, Pb, Zn и Mo, V, что указывает не на естественную, а техногенную его природу [1, 11, 18].

На рис. 3 в качестве примера показано распределение концентраций Sn, Ag, Pb, и Zn на площади полигона свалки. Можно видеть что пространственное распределение их близко соответствует полиэлементным полям (рис. 2). Как следует из рис. 3, почва на всей площади полигона свалки и за его пределами обогащена этими элементами, за исключением небольших участков к западу от его границ. При этом поля максимальных концентраций элементов отчетливо проявляются в пределах полигона свалки и локализуются в местах скопления свалочного материала. Так, максимумы Sn и Ag достаточно точно фиксируют основные центры свалки бытовых отходов и свежего мусора. Максимумы же Pb и Zn, особенно Pb, тяготеют к автомобильной дороге и отражают, вероятно, загрязнение почв, связанное с автотранспортом (скопление твердых продуктов сгорания топлива, смазочные вещества, резина, аккумуляторы и т.д.). Аналогичный характер распределения показывают и остальные элементы-загрязнители, но менее контрастными полями.

Таким образом, форма полей загрязнения почвы, их пространственная приуроченность к местам наибольшего скопления отходов и особенности геохимического спектра свидетельствуют о “свалочном” генезисе тяжелых металлов-загрязнителей почвы полигона свалки и прилегающих к нему площадей. Распространение загрязнения почв за пределами полигона свалки идет, очевидно, путем разноса обогащенных твердых продуктов разложения свалочного материала поверхностными (дождевыми, тальными) водами и ветром, причем первый фактор, несомненно, преобладает.

Для оценки проникновения загрязнения на глубину был опробован почвенный

разрез (рис. 4). Из графика видно, что максимальные концентрации практически всех элементов фиксируются в поверхностном слое. Далее концентрации отчетливо падают до глубины 60 см. Быстрое падение концентраций обусловлено выщелачиванием почти всех элементов кислыми растворами, образующимися при разложении органики за счет органических кислот (главным образом гуминовых, фульватных), с которыми большинство металлов образуют растворимые металлоорганические комплексы [7,9]. На интервале 60-80 см концентрации достигают практически фоновых значений. Небольшое увеличение концентраций для некоторых элементов (Cu, Ag, Zn, Cr) отмечается на глубине 100-120 см., где основной материал – суглинки, меняется среда на восстановительную, что приводит к сорбции поступающих с раствором элементов на глинистых частицах, гидроокислах Fe и Mn и аморфных оксидах других макроэлементов. Глубина загрязнения, таким образом, достигает в условиях свалки пойменного ландшафта 60 см, иногда – до 80 см для легкоподвижных элементов в условиях техногенных ландшафтов (Ag, Zn), тогда как в элювиальных ландшафтах она не превышает 35-40 см [12].

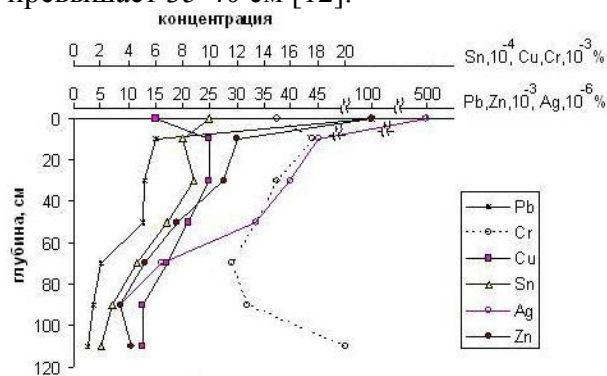


Рис. 4. График концентраций основных химических элементов-загрязнителей по профилю почв

На рис. 5 показано геохимическое поле растительности полигона свалки. Видно, что растительность, как и почва, достаточно сильно обогащена всем рассматриваемым комплексом химических элементов. При этом аномальные участки различной интенсивности (по СПК) обогащения

ее распределяются на площади, в отличие от почв, мозаично, без отчетливой привязки их к центрам скопления свалочного материала. Однако можно заметить, что растительность северной половины полигона отличается наименьшим, слабым и средним накоплением элементов (СПК 10-60), в южной же – сосредоточены поля сильного (СПК 60-80), очень сильного (СПК 80-100) и максимального (СПК 100-200) загрязнения фитобиоты. Обусловлено это, очевидно, разным количеством на данных площадях свалочного материала и длительностью (стадией) его выветривания (разложения). Так, в северной части поли-

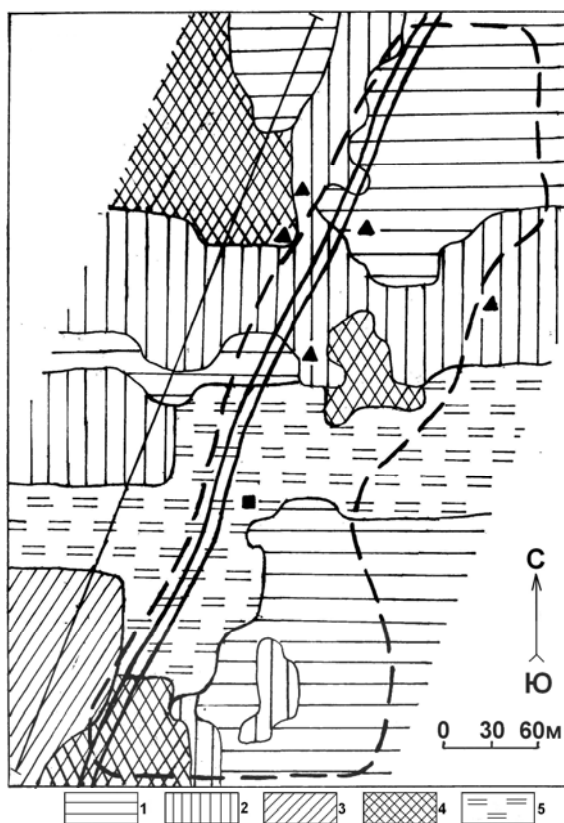


Рис. 5. Карта загрязнений

химическими элементами растительности:

1-5 – уровни загрязнения по величине СПК и ассоциации загрязняющих элементов со средним КК у символа элемента: 1 – 10-40 (слабое и среднее): $Pb_{18} B_4 Ag_{2,5} Cu_2 Zn_2 Mn_2 Sr_2$; 2 – 40-60 (среднее): $Pb_{30} Sn_3 B_3 Cu_{2,5} Li_{2,5} Ag_2 Ge_2 Mo_2$; 3 – 60-80 (сильное): $Pb_{51} Sn_{4,3} Mo_{4,3} V_{3,3} Ag_3 Ge_3 Ba_2$; 4 – 80-100 (очень сильное): $Pb_{36} Ge_{20} Cd_{10} Zn_{10} B_4 Ag_3 Cu_3$; 5 – 100-200 (максимальное): $Pb_{100} V_{11} Ag_9 Mo_8 Sn_7 Zn_4 Ge_4 Li_4 B_3$. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

гона скапливаются относительно свежие бытовые отходы (скорее мусор), находящиеся в начальной стадии выветривания. Южная половина – это старая свалка с большим (относительно) количеством свалочного материала, подвергающегося длительное время процессам разложения, которые приводят к обогащению среды питания растений (почва, почвенные растворы) подвижными, легко доступными для них соединениями химических элементов (растворимые металлоорганические комплексы, сорбционные, ионные и др. формы).

В отличие от почв, все поля обогащенной растительности отчетливо сдвинуты на запад от центров свалки, по течению вод в пойме, и выходят в этом направлении за границы полигона. Особенно отчетливо это проявляется для полей очень сильного и максимального (СПК 80-200) загрязнения растительности, которые от тела старой свалки (южная часть) полосой протягиваются к западной границе свалки и выходят за нее. Это связано, очевидно, со сносом химических элементов при водной миграции их в западном (главном) направлении с почвенными, подпочвенными растворами, грунтовыми и поверхностными водами, из которых растения извлекают сорбированные и растворенные питательные вещества (химические элементы). Этим же, очевидно, можно объяснить проявление полей наименьшего (СПК 10-40) обогащения фитобиоты на участках по восточной границе полигона, где почвы, в отличие от растительности, характеризуются достаточно сильным (СПК 66-100) загрязнением.

Геохимические ассоциации аномальных полей здесь в отличие от почв более разнообразны по составу, и они заметно расширяются с повышением уровня обогащения растительности. В их число входит практически весь комплекс рассматриваемых элементов. Характерной особенностью этих ассоциаций является более высокое (относительно почв) обогащение их такими супертоксикантами, как Pb и Cd [9], а также Ge (табл. 2), причем последние

(Cd и Ge) в почве вообще не обнаружены, как отмечалось выше. Высокое накопление Pb и Cd* в растительности свалки проявляется уже на фоновых значениях (см. табл. 1). Кроме того, в геохимические ассоциации наиболее сильных загрязнителей растительности входят также Sn, Ag, Zn, Mo, Cu, В, иногда V и др., большинство из которых являются главными компонентами геохимического спектра загрязнения почв. При этом уровень концентрации их в растительности несколько ниже (кроме Mo, V и др.), чем в почве. Возможно, эти элементы (Sn, Ag, Zn, Cu, В) для опробованной растительности являются, в некоторой степени, барьерными для поглощения [8]. В остальном геохимические спектры загрязнителей растительности и почвы полигона свалки близки.

Особенности загрязнения растительности свалки отдельными элементами показаны на рис. 6, где приведены в качестве примера геохимические поля наиболее

характерных элементов-загрязнителей – Pb, Cd и Ge.

Свинец (КК определен относительно кларка - $1 \cdot 10^{-3}\%$). Как следует из рис. 6, растительность всей территории свалки сильно (почти на порядок выше, чем почва) обогащена этим элементом. На этом фоне Pb образует в растительности обширное высококонтрастное аномальное поле с максимумом, приуроченным, как и в почве, к дороге. Аномалия охватывает почти всю южную половину полигона и отчетливо распространяется за его пределы в западном направлении, где она остается не замкнутой на достаточно еще высоких концентрациях – 0,045-0,16%. Не замкнута аномалия и за восточной границей свалки, но здесь она по размерам и контрастности значительно слабее, что может говорить о ее затухании в этом направлении. Аналогичный характер распространения загрязнения фитобиоты свалки наблюдается и для других основных элементов-загрязнителей (Sn, Zn, Ag, Mo и др.), за исключени-

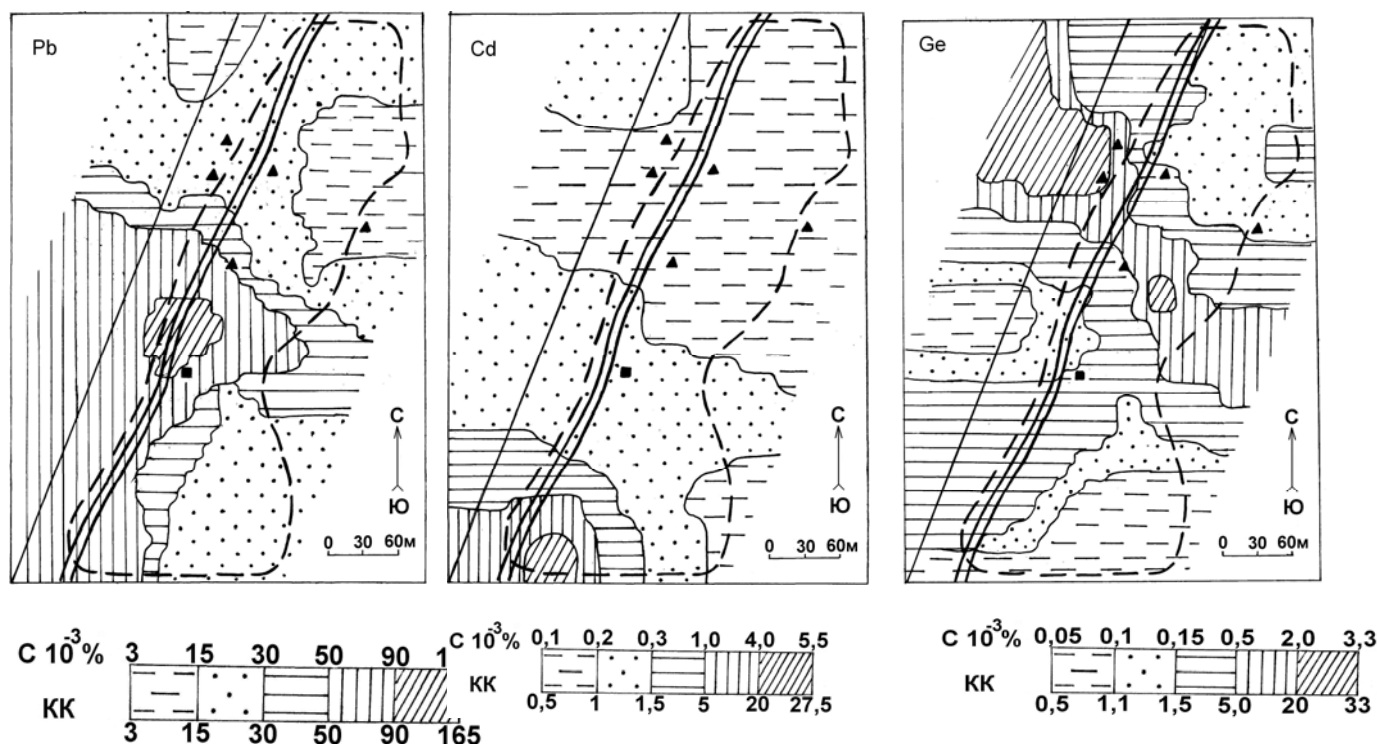


Рис.6. Концентрации Pb, Cd и Ge в растительности полигона свалки.

Остальные условные обозначения – на рис. 2.

*КК Cd на картах (рис.5 и рис.6) показаны относительно рассчитанного среднего фона – $0,2 \cdot 10^{-3}\%$, при кларке в золе растений $0,001 \cdot 10^{-3}\%$.

ем положения полей их максимального загрязнения, которые тяготеют к восточной границе свалки. При этом относительно основных мест скопления свалочного материала они, в отличие от почв, как правило, несколько смещены, что обусловлено, очевидно, миграционными процессами элементов.

Кадмий в почве не обнаружен, относится к супертоксикантам, как и Pb [9, 10], легко поглощается корнями и листьями растений [7]. Ориентируясь на кларк Cd в золе растений – $1 \cdot 10^{-6}\%$, можно констатировать, что растительность всего полигона свалки и прилегающих к нему площадей, как и свинцом, достаточно сильно обогащена этим элементом. Основная, достаточно обширная и контрастная аномалия Cd в растительности проявляется также в южной половине полигона свалки. Эпицентр же ее максимальных концентраций, превышающих кларк от 300 до 5000 раз, локализуется, в отличие от Pb, в юго-западном углу свалки и приурочен к месту скопления свалочного материала. Кроме того, небольшое по размерам и меньшей контрастности аномальное поле Cd фиксируется и в северной части полигона, к западу от его границы. В пространственном разном загрязнении растительности кадмием, как и по Pb, прослеживаются признаки западного направления.

Германий так же, как и Cd, в почве не обнаружен, токсичен для растений, но поглощается ими с высокой скоростью [7]. Основное поле обогащенной им растительности располагается, в отличие от Pb, Cd и др элементов, в северной части полигона, где оно образует отчетливо выраженную зону повышенных концентраций (KK 5-30), вытянутую полосой северо-западного простираения. В пределах этой зоны выделяется два локальных участка максимальных концентраций (KK 10-30) элемента в растительности, отражающих, на наш взгляд, основные источники ее загрязнения. Один из них – небольшой участок, который локализуется в центре полигона свалки и связан, скорее всего, со свалочным материалом. Второй, значительно

больших размеров, проявляется на северо-западном фланге зоны, за границами свалки. Положение здесь данного максимума Ge не вполне понятно. Возможно, это есть результат водной миграции и накопления загрязняющего вещества на сорбционном барьере. Как следует из рис. 6, зона обогащенной Ge растительности на флангах не замкнута, что предполагает ее продолжение, и прежде всего в западном направлении. Об этом в какой-то мере свидетельствует и южная ветвь этой зоны. В целом можно отметить, что характеры пространственного распространения загрязнения растительности отдельными элементами достаточно близки, даже при положении их эпицентров загрязнения в разных местах свалки, и соответствуют комплексным геохимическим полям.

Таким образом, растительность свалки обогащена теми же, что и почва, металлами-токсикантами с добавлением в их ассоциацию Ge и Cd, последний из которых, вместе с Pb, относится к группе наиболее опасных элементов для всей биоты. Загрязнение этими элементами, как и остальными металлами-токсикантами растительности пойм, земли которых часто используются для выпаса скота, заготовки сена, огородничества и т.д., представляет серьезную угрозу для здоровья людей, идущую через пищевые цепочки.

В табл. 3 и 4 представлены данные по изучению фильтратов свалки. Как видно из табл. 3, фильтрат всех проб сильно минерализован относительно фона с превышениями от 3-х до 14 раз, обогащен органическим веществом, о чем свидетельствует неустойчивость концентрации свободного кислорода (O_2). Так, в пробе 1 O_2 отсутствует вообще – идет полностью на окисление органики, а в пробах 3 и 5 – присутствует в пониженных концентрациях по сравнению с фоновым значением. Значения Ph колеблются от 5,8 до 7,8, показывая в целом нейтральную среду, но с трендом повышения кислотности. Колебание Ph, O_2 , а также SiO_2 в фильтратах на небольшом участке (см. карты) свидетельствует о быстроменяющихся геохимических обста-

новках выветривания в пределах свалки, которые определяются, по-видимому, в значительной мере составом свалочного материала и прежде всего наличием и количеством в нем органического вещества.

Из других макрокомпонентов в составе фильтрата наиболее значительно возрастают концентрации Cl^- , NH_4^+ , PO_4^{3-} (табл. 3), а также Na, K, P (табл. 4), которые считаются показателями свалочного загрязнения [1,11] и загрязнения от сельскохозяйственной деятельности (удобрения, ядохимикаты, сточные воды животноводства).

Макро- и микроэлементный состав фильтрата характеризует табл. 4. Из нее следует, что практически все химические элементы, в т.ч. и тяжелые металлы, имеют высокие и очень высокие коэффициенты накопления (KK_{\max}) в фильтратах. Накопление Mg, Ca, Na, K, P, Mo, Mn, В и Ti можно объяснить высокой миграционной способностью, что отражается в их высоком (>1) коэффициенте миграции (K_x), причем у большинства из них он возрастает здесь до

50 и более раз относительно усредненных значений для вод зоны гипергенеза [10].

Однако даже элементы с низким K_x (<1) – Sn, Zn, Pb, Cu, Co, V и др. – в геохимических условиях свалки тоже приобретают, судя по их KK_{\max} , повышенную подвижность и переходят в раствор. Кроме того, в фильтрате свалки в повышенных и высоких (относительно фона) концентрациях зафиксирован ряд элементов, которые в пробах почв и растительности не определялись – это Hg, Se, U, As, Bi, Sb и Rb, KK_{\max} которых составляет от 5,2 у Hg до 228 у Rb. При просачивании на глубину фильтраты обогащают химическими элементами, в т.ч. тяжелыми металлами, почву (сорбция на сорбционном комплексе почв) и почвенные растворы (путем смешивания), из которых растения эти элементы поглощают и накапливают в своих организмах [7].

Широкий комплекс аномальных элементов в фильтратах свалки обусловлен [10] выветриванием свалочного материала, где определяющим является процесс разложения его органической составляющей, который создает благоприятные усло-

Таблица 3

Химический (ионный) состав фильтратов свалки (мг/л)

Макрокомпоненты	Пробы фильтратов (мочажины)					*Фон, вода р.Ушаковка
	1	2	3	4	5	
Ph	6,3	6,4	5,8	7,8	6,5	6,6
Общая минерализация	1698,0	578,0	715,0	436,0	700,0	122,0
O_2	не обн.	12,6	5,4	25,0	4,3	12,9
SiO_2	33,7	2,8	9,1	0,4	12,8	11,6
HCO_3^-	1010,0	295,5	429,4	185,3	419,0	80,5
Cl^-	175,0	95,4	81,0	104,8	89,6	0,76
SO_4^-	25,0	23,8	16,2	22,6	10,1	13,5
NO_3^-	0,96	0,52	0,52	0,38	0,3	0,27
NO_2^-	0,002	0,007	0,012	0,002	0,012	0,005
NH_4^+	6,2	0,6	0,7	0,2	4,2	0,04
PO_4^-	7,4	0,23	0,11	0,14	0,05	0,04
F^-	0,6	0,3	0,2	0,3	0,3	0,1

*фон – вода р.Ушаковка. По нашим данным вода р.Ушаковка (табл.3 и 4) относится к ультрапресным водам по [13] и определяется как относительно чистая: концентрации большинства макро- и микроэлементов находятся около своих кларковых значений.

Таблица 4

Содержание химических элементов в фильтратах свалки

Элемент	Вода (фильтрат)				
	$C_{\min} - C_{\max}$ (среднее)	кларк [15]	Фон	KK_{\max}	K_x
макрокомпоненты, мг/л					
Fe	0,03-0,3 (0,2)	0,04	0,27	0,7	0,008
Si	0,08-10,2 (3,7)	6,0	4,1	2,5	0,02
Al	0,008-0,019 (0,011)	0,05 [3]	0,072	0,26	0,002
Mq	19,5-30,4 (25,8)	2,9	7,1	4,3	2,5
Na	27,6-225,0 (70,3)	5,0	3,1	72,6	7,9
Ca	42,0-145,5 (100,5)	12,0	16,5	8,8	6,1
K	11,65-72,6 (27,4)	2,0	0,44	165,0	2,4
P	0,05-21,8 (4,7)	0,04	0,24	908,3	7,8
микрокомпоненты, мкг/л					
Ag	0,00025-0,003 (0,0008)	0,2	0,011	0,27	0,004
Sn	0,04-0,25 (0,2)	0,04	0,05	5,0	0,06
Zn	1,23-13,9 (5,4)	2,0 [3]	1,8	7,7	0,005
Pb	0,05-0,33 (0,19)	1,0	0,07	4,7	0,005
Cu	0,61-3,3 (1,3)	7,0	0,7	4,7	0,04
Mo	0,77-3,4 (1,7)	1,0	0,19	17,9	2,1
Mn	56,8-1916,7 (639,2)	10,0	48,4	39,6	1,4
Sr	385,3-782,9 (543,3)	50,0	83,3	9,4	1,8
Li	4,9-20,6 (9,1)	2,5	2,3	8,9	0,9
B	21,5-429,5 (108,7)	20,0	7,1	60,5	6,8
Co	0,54-2,25 (1,1)	0,1 [3]	0,1	22,5	0,08
Ni	3,0-9,3 (4,8)	0,5 [3]	1,0	9,3	0,2
Cr	0,2-1,4 (0,9)	1,0	0,24	5,8	0,01
V	0,26-7,3 (2,2)	1,0	0,3	24,3	0,04
Ti	0,73-9,0 (2,5)	3,0	3,5	2,6	7,4
Ba	11,4-143,2 (65,7)	20,0 [3]	7,5	19,2	0,09
Ga	0,03-0,41 (0,1)	0,1	0,02	20,0	0,009
Ge	0,02-0,12 (0,05)	0,07	0,01	12,0	не опр.
Cd	0,01-0,05 (0,03)	0,01 [3]	0,01	5,0	не опр.
U	0,83-3,7 (1,9)	0,5	0,06	6,2	не опр.
Bi	0,003-0,015 (0,007)	нет данных	0,0008	18,5	не опр.
As	0,93-4,43 (2,2)	2,0	0,34	13,0	не опр.
Se	0,025-0,45 (0,26)	0,2	0,08	5,6	не опр.
Rb	3,42-52,51 (14,2)	2,0	0,23	228,3	не опр.
Sb	0,33-1,43 (0,63)	1,0	0,03	47,7	не опр.
Hg	<0,0005-0,0026 (0,0013)	0,07	0,0005	5,2	не опр.

вия для кислого выщелачивания элементов из различных по составу материалов и миграции их в растворимых (ионных, органоминеральных и др.) формах. Разные геохимические обстановки выветривания, возникающие, как отмечалось выше, в условиях свалки, приводят к формированию

в водах, как и в почвах, сложного геохимического спектра, не соответствующего ни одной природной ассоциации элементов зоны гипергенеза [1].

Таким образом, малые бытовые свалки и неконтролируемая замусоренность земель приводят к довольно сильному

загрязнению почв и растительности их территорий и прилегающих к ним площадей многими химическими элементами и в первую очередь токсичными тяжелыми металлами (Pb, Zn, Ag, Cu, Sn, Mo, Cd и др.). При этом в растительности могут накапливаться в высоких концентрациях элементы, в т.ч. особо опасные для животных и человека, которые в почве присутствуют в незначительных количествах, например Cd. Главными носителями химического загрязнения природных компонентов являются обогащенные твердые (мелкозем) и жидкие (фильтрат) продукты разложения свалочного материала, легко мигрирующие в условиях пойменного (обводненного) ландшафта. Загрязнение усиливается еще и тем, что малые свалки сооружаются и действуют, как правило, без соблюдения природоохранных норм, а часто являются вообще бесконтрольными.

Беспорядочное распределение участков свалки с различными геохимическими обстановками выветривания свалочного материала и мусора приводят к формированию геохимического спектра загрязнителей, состоящего из элементов разных генетических ассоциаций зоны гипергенеза. Это может привести к непредсказуемым процессам миграции элементов как на самом объекте (свалке), так и в окружающих его ландшафтах [1].

Распространение загрязнения в пойме идет в направлениях движения вод (снос по течению обогащенного мелкозема поверхностными водами и фильтратов с почвенными растворами) и ветра (дефляция свалочной пыли). Особенно это проявляется в загрязнении растительности, что может негативно сказываться через пищевые цепочки на здоровье населения пойменных ландшафтов, земли которых часто используются им для ведения сельского хозяйства (огородничество, пастбища, сенокосы и т.п.). В этом плане размещение свалок в поймах и их замусоривание представляют собой особую опасность.

Библиографический список

1. Алексеенко В.А. Экологическая

геохимия. – М.: Логос, 2000. – 626 с.

2. Башаркевич И.Л., Ефимова Р.И. Влияние городских свалок на загрязнение окружающей среды тяжелыми металлами // Эколого-геохимический анализ техногенного загрязнения. – М.: ИМГРЭ, 1991. – С. 137-151.

3. Ветров В.А., Кузнецова А.И. Микроэлементы в природных средах региона озера Байкал. – Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. – 223 с.

4. Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды по Иркутской области в 2003 году». – Иркутск, 2004.

5. Зайцева Т.А. Формирование рекреационных зон крупного города: Экологические проблемы урбанизированных территорий. Иркутск: ИГ СО РАН, 1998. – С. 64-72.

6. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. – М.: Экология, 1996. – Кн. 3. – 352 с. – Кн. 4. – 407 с.

7. Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. – М.: Мир, 1989. – 437 с.

8. Ковалевский А.Л. Биогеохимические поиски рудных месторождений. – М.: Недра, 1984. – 171 с.

9. Майстренко В.Н., Хамитов Р.З., Будников Г.К. Эколого-аналитический мониторинг супертоксиантов. – М.: Химия, 1996. – 319 с.

10. Перельман А.И. Геохимия. – М.: Высшая школа, 1989. – 527 с.

11. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. – М.: Высшая школа, 1975. – 340с.

12. Геохимия окружающей среды / Саэт Ю.Е. [и др.]. – М.: Недра, 1990. – 335 с.

13. Самарина В.С. Гидрохимия. – Ленинград: ЛГУ, 1977. – 360 с.

14. Справочник по геохимии. – М.: Недра, 1990. – 480 с.

15. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых. – М.: Недра, 1990. – 335 с.

16. Учет и оценка природных ресурсов и экологического состояния

территорий различного функционального использования // М.: ИМГРЭ, 1996. – 86 с.

17. Филиппова Л.А., Санина Н.Б., Юркова И.В. Результаты геохимического картирования на территории Мухор-Кучелгинского полигона // Геофизика на пороге третьего тысячелетия. – Иркутск: ИрГТУ, 1999. – С. 54-81.

18. Экология Западной Сибири / Росляков Н.А. [и др.]. – Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. – 246 с.

19. Экологические проблемы урбанизированных территорий. – Иркутск: ИГ СО РАН, 1998. – С. 13-128.

Рецензент доктор геолого-минералогических наук, профессор Иркутского государственного технического университета В.А. Филонюк

УДК 556.314:612.014(571.55)

Л.В. Замана¹, М.Т. Усманов²

ЭКОЛОГО-ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ ЗОЛОТОПРОМЫШЛЕННЫХ РАЗРАБОТОК БАЛЕЙСКО-ТАСЕЕВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Приведены результаты химических анализов проб воды, отобранных из карьеров, хвостохранилищ золотоизвлекательных фабрик, отстойников, котлована выемки золотоносных песков и дождевой лужи. Большинство проб характеризуют кислые воды с концентрациями фтора и металлов, многократно превышающими допустимые для вод рыбохозяйственного значения. Для осушения затопленного карьера рекомендован водоотлив в одно из хвостохранилищ.

Ключевые слова: гидрогеохимия, дренажный сток, тяжелые металлы, водоотлив.

Библиогр. 6 назв. *Ил.* 1. *Табл.* 1.

AN ECOLOGICAL AND HYDROGEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF WATER OBJECTS OF GOLD-MINING OF BALEY-TASEEVO ORE FIELD (EAST TRANSBAIKALIA)

L. V. Zamana¹, M. T. Usmanov²

The authors present the results of chemical tests of the water samples from open pits, tailing storage of gold-extracting factories, sumps, a foundation ditch of dredging of gold-bearing sand and a rain pool. The majority of samples characterize acidic waters with concentrations of fluorine and metals, repeatedly exceeding allowed values for fishery waters. Pumping into one of tailing storage is recommended to drain a flooded pit.

Key words: hydrogeochemistry, a drainage drain, heavy metals, pumping.

6 sources. 1 figures. 1 table.

¹Замана Леонид Васильевич, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией геоэкологии и рудогенеза Института природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, г. Чита, тел.: (302-2) 20-61-67; e-mail: l.v.zamana@mail.ru.

²Усманов Марат Тимурович, научный сотрудник лаборатории геоэкологии и рудогенеза Института природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, г. Чита.

¹Zamana Leonid Vasiljevich, a candidate of geological and mineralogical sciences, the head of the laboratory of geoecology and ore-genesis of the Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology of Siberian Department of the Russian Academy of Sciences, Chita, tel.: (302-2) 20-61-67; e-mail: l.v.zamana@mail.ru.

²Usmanov Marat Timurovich, a research assistant of the laboratory of geoecology and ore-genesis of the Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology of Siberian Department of the Russian Academy of Sciences, Chita.

Балейско-Тасеевское рудное поле в середине прошлого столетия было одним из основных центров золотодобычи не только в Восточном Забайкалье, но и в Советском Союзе. Оно находится в 300 км к востоку от г. Читы (рис. 1) и включает два рудных месторождения – Балейское и Тасеевское. В геолого-структурном отношении месторождения приурочены к Ундино-Даинской депрессии мезозойского Балейского грабена, выполненного преимущественно песчаниками и конгломератами верхнеюрского-нижнемелового возраста, перекрывающими эффузивы среднего состава. Первое расположено на северном фланге рудного поля в правом борту долины р. Унды. Золотоносные кварцевые жилы локализованы в штокверке гранодиоритов, образующих выступ фундамента. Общее содержание сульфидов (пирит, арсенопирит, халькопирит и др.) в рудах составляет 0.5-5%, постоянно при-

сутствуют карбонаты (до 20%) и слоистые силикаты (до 20%). Тасеевское месторождение находится под руслом и на противоположном берегу реки, руды его в виде кварцевых жил и прожилковой минерализации залегают в песчаниках и содержат сульфиды и жильные минералы примерно в тех же количествах, что и на Балейском месторождении [1].

Добыча золота в районе началась в 1829 г. с разработки россыпей в долине р. Унды. Балейское месторождение вовлечено в эксплуатацию ровно через 100 лет, Тасеевское – в 1948 г. Аллювиальные россыпи отрабатывались до конца 70-х годов прошлого века. Эксплуатация месторождений велась открытым и подземным способом, руды перерабатывались сначала на одной, затем на двух золотоизвлекающих фабриках (ЗИФ-1 и ЗИФ-2), имевших собственные хвостохранилища. Разработка Балейского месторождения пре-

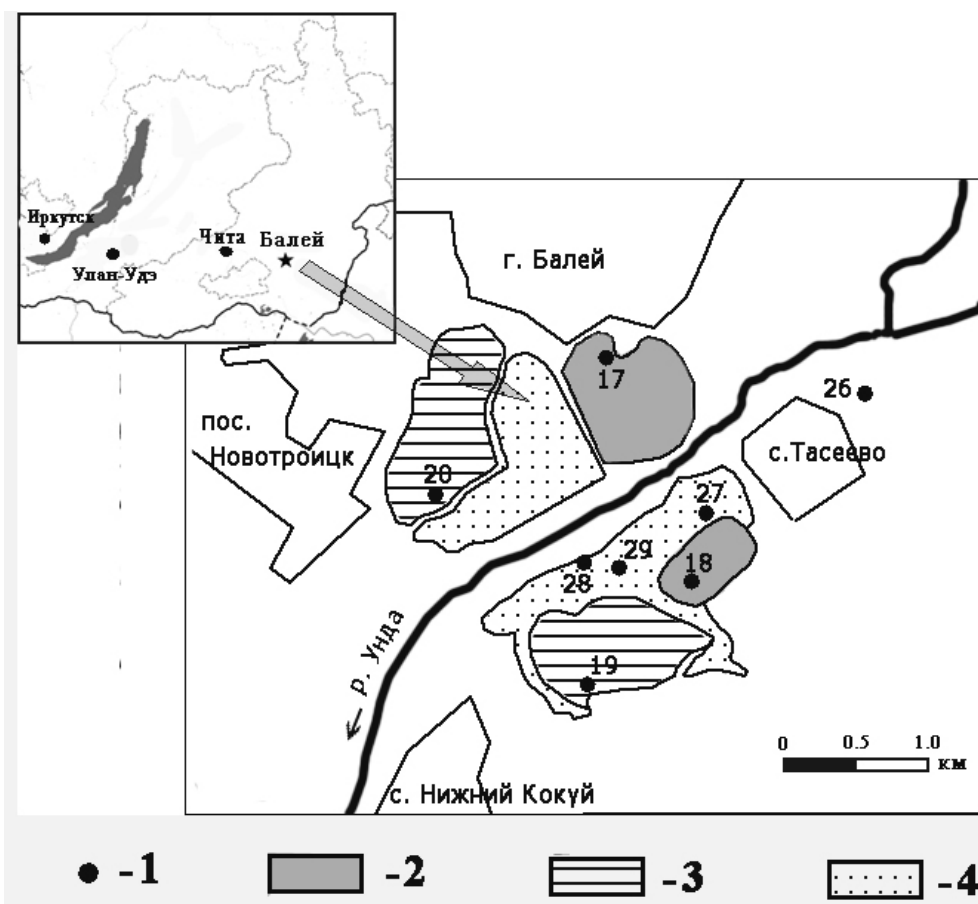


Рис. 1. Местоположение пунктов отбора проб воды:
 1 – пункты гидрогеохимического опробования; 2 – карьеры;
 3 – хвостохранилища; 4 – отвалы

кращена в 1983 г. из-за приближения контура карьера к жилой застройке г. Балеи, а Тасеевского – в 1995 г. из-за экономического кризиса и падения цены на золото. Всего добыто около 365 т только рудного золота [2, 3], запасы его на месторождениях полностью не выработаны. Рекультивация отвалов и хвостохранилищ не проводилась. В результате длительного горно-промышленного производства на площади около 30 км² сформировались опасные в экологическом отношении техногенные ландшафты и водные объекты. В настоящее время идут подготовительные работы по повторному вовлечению в эксплуатацию Тасеевского месторождения. Основная экологическая проблема начального этапа его освоения – кислые металлоносные воды карьера в объеме около 2 млн. м³, накопившиеся из-за прекращения в 1998 г. водоотлива.

Возникшие техногенные водоемы заполняют карьеры, хвостохранилища, дренажные и выемочные котлованы. В данной статье рассматриваются результаты химико-аналитических исследований водных проб (табл. 1), отобранных 22-25 июня 2007 г. Анализы выполнены в лаборатории Института природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН. Использовался комплекс методов и методик, определение металлов проводилось на атомно-абсорбционном спектрофотометре SOLAAR-M6 в аргон-ацетиленовом пламени или с электротермической атомизацией (в случае микроколичеств), для калибровки прибора и контроля достоверности определений использовались ГСО (государственные стандартные образцы). Аналитики С.В. Борзенко, Т.Г. Смирнова, Т.Е. Хвостова.

В представленной выборке по химическим характеристикам контрастно выделяются воды котлована выемки песков россыпи (проба 26) в аллювиальных отложениях р. Унды. Они отличаются щелочной реакцией (рН 8.89), гидрокарбонатным составом, низкими минерализацией и концентрациями металлов. Большинство из определявшихся металлов относится к группе элементов-гидролизатов [4], ми-

грация их в водах ограничивается высокими значениями рН из-за образования слаборастворимых гидроксидов. Исключение из металлов составляет катионогенный стронций, накапливающийся в щелочных условиях. Содержание его на порядок выше среднего для подземных вод зоны выщелачивания при том же уровне минерализации, но при более высоком значении рН [5].

Остальные пробы характеризуют состав вод, сформировавшийся в результате взаимодействия их с рудами и вмещающими породами или отходами разработки рудного золота – песками хвостохранилищ и отвалами. Окисление сульфидов и сернокислотное выщелачивание пород являются здесь главными геохимическими процессами, определяющими физико-химические показатели вод. В результате воды имеют сульфатный состав анионов, аномально высокие концентрации металлов и значения окислительно-восстановительного потенциала, кислый характер среды, исключая воды Балейского карьера (проба 17). Различный кислотно-щелочной характер вод карьеров при примерно одинаковом количестве в рудах обоих месторождений сульфидов и карбонатных минералов, определяющих кислотообразующий и нейтрализующий потенциалы водовмещающей среды, можно объяснить наличием дополнительного источника образования серной кислоты в породах – песчаники Тасеевского месторождения, в отличие от «стерильных» в отношении сульфидов гранодиоритов Балейского месторождения, слабо пиритизированы. К тому же, сами гранодиориты в ходе взаимодействия в системе «вода-порода» оказывают некоторое нейтрализующее действие в результате образования группы OH^- при гидролизе плагиоклазов и замещения в них катионов на H^+ при выщелачивании (образование H_2SiO_4 слоя).

В прудах обоих хвостохранилищ (пробы 19 и 20), сохранившихся к настоящему времени в виде небольших водоемов в пониженных местах ложа, воды кислые. До пуска в 1958 г. собственной фабрики

Таблица 1

Химический состав воды техногенных водоемов Бале́йско-Тасеевского рудного поля
(с HCO_3^- по Sr – мг/л, с Al по Ag – мкг/л).

Компонент	Пробы								ПДК*
	17	18	19	20	26	27	28	29	
pH	8.40	3.57	3.28	3.08	8.89	3.19	2.89	3.13	
Eh, мВ	320	502	466	578	197	553	493	565	-
HCO_3^-	103.8	0.0	0.0	0.0	334.0	0.0	0.0	0.0	-
CO_3^{2-}	0.3	-	-	-	9.3	-	-	-	-
SO_4^{2-}	600	1190	5537	3008	15.7	2702	4900	2400	100.0
Cl^-	42.6	7.08	50.2	11.2	10.0	14.1	15.9	6.7	300.0
F^-	0.38	1.44	11.9	2.5	0.4	7.2	10.4	2.0	0.05
NO_3^-	19.6	13.6	2.5	2.5	4.1	2.0	6.2	2.2	40.0
Ca^{2+}	139.9	187.9	399.7	467.4	31.8	261.6	334.8	247.4	180.0
Mg^{2+}	70.5	126.1	724.6	424.8	30.5	353.6	470.8	341.5	40.0
Na^+	50.7	71.3	571.9	44.5	46.8	190.7	4.4	49.6	120.0
K^+	10.9	4.6	2.7	2.8	5.0	3.7	0.2	10.6	50.0
Сумма ионов	1039	1602	7301	3964	478	3535	5743	3063	-
Si	0.46	6.0	4.7	0.70	0.46	6.4	4.9	5.1	-
Sr	2.17	3.84	6.07	3.56	1.29	3.81	2.57	3.03	0.4
Al	433	9640	44618	13179	36.0	16063	150779	2912	0.04
Mn	123	13173	88112	25759	22.6	37735	30584	34486	0.01
Fe	452	14599	90689	56095	25.1	48063	774112	182629	0.1
Cr	2.86	10.9	65.7	1.77	1.07	20.3	63.4	4.47	0.07
As	4.35	6.18	77.4	20.8	7.05	1.93	1323	43.5	0.05
Cu	33.5	107	745	58.9	12.4	336	3185	81.8	0.001 ¹
Zn	50.9	802	5131	1189	13.0	2879	6303	1004	0.01
Pb	0.40	1.2	5.1	2.9	0.79	15.0	321	5.8	0.006
Cd	1.1	4.1	7.1	3.0	0.10	9.3	195	2.0	0.005
Ni	64.0	858	3443	472	7.0	1633	5652	1108	0.01
Co	11.6	251	566	226	1.9	636	1085	374	0.01
Ag	0.62	0.56	0.14	0.54	0.32	0.17	0.19	0.27	-

Примечания. *Для рыбохозяйственных целей; ¹Превышение над фоновым содержанием.

руда Тасеевского месторождения перерабатывалась на Бале́йской ЗИФ-1, этим в значительной мере определяется характер водной среды в ее хвостохранилище. Дополнительными источниками кислотного стока в оба хвостохранилища служат отсыпанные вокруг них отвалы Тасеевского месторождения. О кислом характере стока и интенсивном выносе металлов с отвалов свидетельствуют данные по расположенным среди них небольшим отстойникам (пробы 27 и 29) и дождевой луже (проба 28), которая образовалась за сутки до опробования. Аномальные гидрогеохими-

ческие характеристики дождевого стока обусловлены предварительным накоплением в поровых растворах отвалов рудных и петрогенных элементов в легко подвижных формах вследствие процессов физико-химического выветривания. Обломочный материал отвалов повсеместно в значительной степени дезинтегрирован до дресвяно-песчаных фракций, обогащенных глинистым материалом. Обычно он накапливается по подножью отвалов под дождевыми промоинами в виде небольших конусов выноса, частью выносятся в речную сеть.

Резкий рост концентраций металлов приводит к формированию необычного для вод зоны гипергенеза катионного состава – в кислых водах Fe, Mn и Al становятся значимыми для определения химического типа воды, а в крайних вариантах – главными катионами. Еще одна особенность кислых вод – высокие содержания фтора. Источником его служат вмещающие породы, накопление в водах происходит вследствие связывания фтора в металлофторидные комплексы, препятствующие выпадению F в виде флюорита CaF_2 в случае термодинамического равновесия с ним по валовым концентрациям. Как и в водах техногенных потоков рассеяния вольфрамовых месторождений [6], в составе комплексных форм преобладают соединения с алюминием.

Кислые значения pH и концентрации металлов многократно превышают предельно-допустимые для водных объектов рыбохозяйственного значения, что исключает возможность прямого сброса воды в речную сеть при осушении Тасеевского карьера. Необходима или очистка карьерных вод, или сброс их в накопители. В качестве накопителей могут рассматриваться Балецкий карьер или хвостохранилище ЗИФ-2.

Положительной стороной водоотлива в Балецкий карьер была бы нейтрализация сточных вод в результате смешения и, как следствие, существенное снижение концентраций тяжелых металлов. Но наличие гидравлической взаимосвязи между карьерами усилит водопиток в Тасеевский карьер и осложнит его осушение. Вариант сброса в хвостохранилище поэтому предпочтительнее. Реализация его потребует решить проблему сбора фильтрационных потерь, которые при использовании хвостохранилища в существующем виде неизбежны, поскольку сооружалось оно без противофильтрационного экрана. При этом часть фильтрующихся вод будет возвращаться в Тасеевский карьер, другая будет разгружаться под дамбами обвалования. Нейтрализация кислых вод до уровня ПДК при фильтра-

ции происходить не будет, так как отвалы, из которых дамбы отсыпаны, сами являются источником кислотного стока. Потребуется сбор фильтрационных потерь дренажными (ловчими) канавами с последующим возвратом их в накопитель. Канавы обеспечат также частичный перехват дождевого стока с отвалов, примыкающих к хвостохранилищу.

Таким образом, водоемы, заполняющие горные выработки, гидротехнические сооружения и понижения среди отвалов, возникшие в результате разработки рудных сульфидсодержащих месторождений золота Балецкого-Тасеевского рудного поля, характеризуются неблагоприятными в экологическом отношении преимущественно кислыми водами с высоким содержанием тяжелых металлов, многократно превышающим допустимые нормативы для объектов рыбохозяйственного значения. Прямой сброс таких вод в речную сеть недопустим. Осушение карьера на этапе подготовки к эксплуатации Тасеевского месторождения может осуществляться организацией водоотлива в изолированные накопители, но при этом необходим учет возможности фильтрационных потерь из них.

Библиографический список

1. Юргенсон Г.А., Грабеклис Р.В. Балецкое рудное поле. Месторождения Забайкалья / под ред. Н.П. Лаверова (в 2 книгах). – М.: Геоинформмарк, 1985. – Т. I, кн. II. – С. 19-32.
2. Юргенсон Г.А. Балецкое месторождение золота. Энциклопедия Забайкалья: Читинская область: В 4 т. Т. II: А-З / Гл. ред. Р.Ф. Гениатулин. – Новосибирск: Наука, 2004. – С. 91-92.
3. Юргенсон Г.А. Тасеевское месторождение золота. Энциклопедия Забайкалья: Читинская область: В 4 т. Т. IV: С-Я / Гл. ред. Р.Ф. Гениатулин. – Новосибирск: Наука, 2006. – С. 132-133.
4. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швеиц В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. – М.: Наука, 2004. – 677 с.

5. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. – 2-е изд., исправл. и доп. – М.: Недра, 1998. – 366 с.

6. Замана Л.В., Букаты М.Б. Формы

миграции фтора в кислых дренажных водах вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья // Докл. АН, 2004, т. 396, № 2. – С. 235-238.

Рецензент кандидат геолого-минералогических наук, доцент Иркутского государственного технического университета М.А. Тугарина

УДК:549.641

Д.А. Яковлев¹, С.И. Костровицкий², Н.В. Алымова³

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА КИМБЕРЛИТОВ ВЕРХНЕМУНСКОГО ПОЛЯ (ЯКУТИЯ)

Изучены особенности петрохимического, изотопно-геохимического и минералогического состава кимберлитов, слагающих Верхнемунское поле, и показаны их существенные отличия от кимберлитов других алмазоносных полей Якутской провинции.

Ключевые слова: минералогия, петрография, поле, кимберлит, алмаз, основная масса, зональность.

Библиогр. 13. Ил. 9.

COMPOSITION FEATURES OF KIMBERLITES FROM THE UPPER MUNA FIELD (YAKUTIA)

D.A. Yakovlev¹, S. I. Kostrovitsky², N.V. Alymova³

The authors have studied the features of petrochemical, isotope-geochemical, and mineralogical composition of kimberlites, composing the Upper Muna field. Based on results of these studies the authors demonstrate essential differences of these kimberlites from ones from other diamond-bearing fields of Yakut Province.

Key words: mineralogy, petrography, field, kimberlite, diamond, matrix, zoning.

13 sources. 9 figures.

Якутская кимберлитовая провинция занимает северо-восточную часть Сибир-

ской платформы и включает в себя пять промышленно-алмазоносных полей, груп-

¹Яковлев Д.А. – младший научный сотрудник Института геохимии им. А.П. Виноградова, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а, тел.: (3952) 51-14-57, факс: (3952) 42-70-50, e-mail: yakovlev@igc.irk.ru

²Костровицкий С.И. – старший научный сотрудник Института геохимии им. А.П. Виноградова, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а, тел.: (3952) 51-14-57, факс: (3952) 42-70-50, e-mail: serkost@igc.irk.ru

³Алымова Н.В., научный сотрудник Института геохимии им. А.П. Виноградова, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а, тел.: (3952) 51-14-57, факс: (3952) 42-70-50, e-mail: alymova@igc.irk.ru

¹Yakovlev D.A. – a junior scientific worker of the Institute of Geochemistry named after A.P. Vinogradov of Siberian Department of Russian Academy of Sciences, 1a Favorsky St., Irkutsk, 664033, tel.: (3952) 51-14-57, fax: (3952) 42-70-50, e-mail: yakovlev@igc.irk.ru

²Kostrovitsky S.I. – a senior scientific worker of the Institute of Geochemistry named after A.P. Vinogradov of Siberian Department of Russian Academy of Sciences, 1a Favorsky St., Irkutsk, 664033, tel.: (3952) 51-14-57, fax: (3952) 42-70-50, e-mail: serkost@igc.irk.ru

³Alymova N.V. – a scientific worker of the Institute of Geochemistry named after A.P. Vinogradov of Siberian Department of Russian Academy of Sciences, 1a Favorsky St., Irkutsk, 664033, tel.: 8(3952) 51-14-57, fax: 8(3952) 42-70-50, e-mail: alymova@igc.irk.ru

пирующихся в пределах центральной части кратона: Малоботуобинское, Накынское, Далдынское, Алакит-Мархинское и Верхнемунское. Последнее из них относится к числу слабоизученных кимберлитовых полей. Рассматривая кимберлиты Верхнемунского поля, исследователи в основном затрагивают вопросы геологии, петрографии, состава и содержания типоморфных минералов – спутников алмаза [1, 4, 5, 9, 10, 12]. Практически отсутствуют данные по изотопно-геохимической характеристике кимберлитов, типоморфизму минералов основной массы.

Трубочные и дайковые тела Верхнемунского поля выполнены преимущественно массивными, реже брекчиевыми и автолитсодержащими разновидностями кимберлитов, между которыми не наблюдается резких геологических контактов. Массивные кимберлиты представляют собой породы порфировой структуры с количеством ксенолитов вмещающих пород до 5 %. Кимберлитовые брекчии характеризуются большим количеством ксенолитов вмещающих пород (от 5 до 50 %). Автолитсодержащие кимберлиты содержат автолитовые образования и ксенолиты вмещающих пород от 5 до 40 %.

В петрохимическом отношении кимберлиты из большинства трубок Верхнемунского поля имеют относительно выдержанный состав и отвечают магнезиально-железистому типу кимберлитов, наиболее распространенному в алмазоносных кимберлитовых полях с содержанием Fe_2O_3 total > 6 мас. %, TiO_2 > 1 % и содержанием K_2O < 1 мас. % [6]. К особенностям химического состава кимберлитов Верхнемунского поля следует отнести более низкое по сравнению с кимберлитами других алмазоносных полей содержание глинозема (в среднем 2,0 мас. % Al_2O_3), карбонатной компоненты (CaO – 7,7 мас. %, CO_2 – 4,7%) и высокое содержание магния (MgO – 32,4 мас.%), а относительно соседнего Далдыно-Алакитского поля более высокое содержание кремнезема (SiO_2 – 29,7 мас. %). Последняя особенность обусловлена двумя факторами: 1) гораздо более широ-

кой распространенностью кимберлитов, содержащих неизменный оливин, 2) относительно низким содержанием карбонатной составляющей. Низкие содержания глинозема в кимберлитах, наряду с их в целом высокой магнезиальностью, указывают на истощенный характер мантийного плавящегося субстрата. Относительно низкое содержание карбонатной компоненты по сравнению с другими алмазоносными кимберлитовыми полями объясняется сравнительно низким уровнем развития в кимберлитах наложенной карбонатизации, что, в свою очередь, явилось следствием высокотемпературного характера самого кимберлитового расплава-флюида.

Кимберлиты из трубок Верхнемунского поля по сравнению с кимберлитами других алмазоносных полей характеризуются относительно высокими концентрациями Ni, что может быть связано со слабой измененностью кимберлитов, в первую очередь с относительно большей сохранностью оливина. Содержание стронция и бария в отдельных образцах кимберлитов Верхнемунского поля колеблется в очень широких пределах, что объясняется, в первую очередь, значительными вариациями минералогического состава, а также разной степенью вторичного изменения. Основными минералами-концентраторами Sr и Ba являются: кальцит, апатит, флогопит и перовскит. Уровень содержания, насыщенность данными минералами породы определяют концентрацию этих элементов. Для стронция и бария характерны значимые корреляции с CaO и CO_2 (соответственно, для Sr $r_k = 0,36$ и $0,22$ для Ba $r_k = 0,27$ и $0,21$), которые подтверждают вывод, что одним из основных минералов-концентраторов этих элементов является кальцит. Распределение некогерентных элементов для Верхнемунских кимберлитов является типичным (рис. 1) и не отличается от других алмазоносных пород. Предполагается, что источник этих элементов был астеносферный.

Различия в обогащенности редкоземельными элементами связаны, в первую очередь, с более высокой ролью первич-

ного мантийного карбоната и соответственно с меньшей ролью процесса вторичной карбонатизации в формировании кимберлитов поля. Высокую концентрацию редкоземельных элементов объясняет и тот факт, что в Верхнемунском поле гораздо шире, чем в южных полях, распространена гипабиссальная фация кимберлитов (массивные порфировые кимберлиты), в которой более благоприятны условия переноса и сохранности этих элементов.

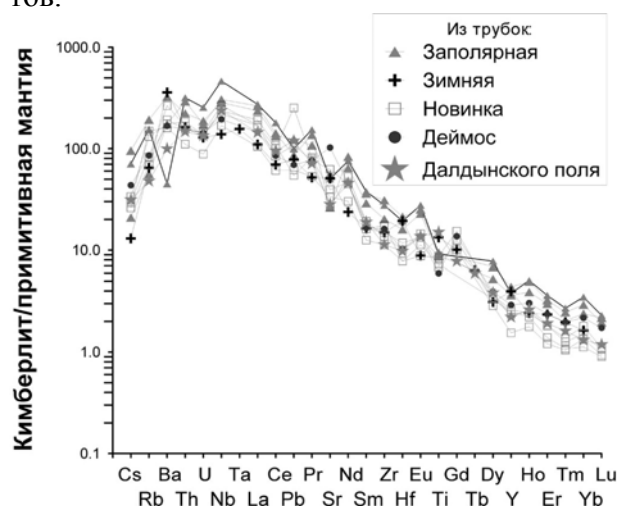


Рис. 1. Снайдерграммы распределения редкоземельного состава в кимберлитах алмазоносных трубок

Изотопный состав $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon\text{Nd}$ кимберлитов Верхнемунского поля соответствует значениям слабоистощенного несовместимыми элементами (относительно BSE) мантийного источника (рис. 2), характерного для базальтоидного типа кимберлитов (область составов кимберлитов группы I). Отклонения изотопного состава стронция кимберлитов от значений истощенного источника в сторону более обогащенного содержанием некогерентных элементов обусловлены проявлением процессов наложенной карбонатизации и связанной с ними ассимиляцией осадочно-морского стронция. Первичное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ в изученных кимберлитах варьирует в относительно широком диапазоне (от 0,704 до 0,708), практически охватывающем вариации, которые были показаны на графике изотопного состава Sr и Nd. Прямая корреляция между содер-

жением CO_2 и величиной отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ($t=4,2$) отражает прямую зависимость изотопной характеристики от степени карбонатизации кимберлитов.

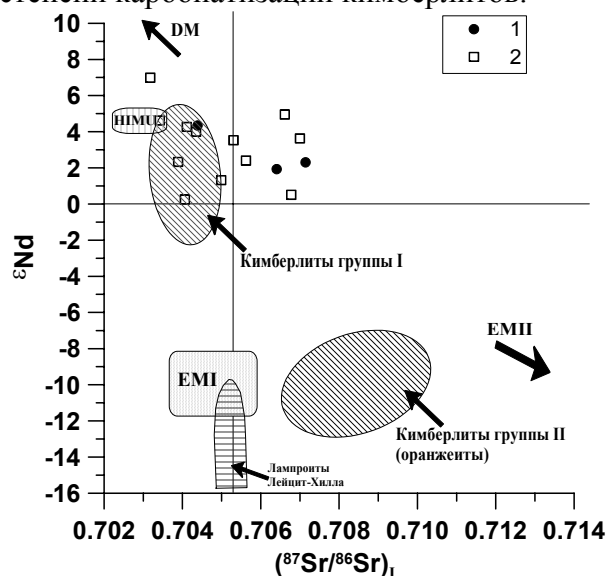


Рис. 2. Изотопный состав кимберлитов из разных алмазоносных кимберлитовых полей Якутской провинции:

1- кимберлиты Верхнемунского поля, 2- кимберлиты Малоботуобинского, Далдынского и Алаakit-Мархинского полей [2, 7]

Связующая масса (основная масса) кимберлитов представлена широким спектром минералов: оливин, флогопит, хромит, ильменит, перовскит, магнетит, монтичеллит, хлорит, апатит, кальцит и серпентин. Размер их варьирует от 0,005 мм до 1 мм, большинство демонстрирует идиоморфизм зерен. Оливины основной массы по сравнению с одноименными макро- и мегакристаллами характеризуются при более широком диапазоне изменчивости в целом более высокой железистостью. Уникальной находкой оказались обнаруженные впервые в кимберлитах зерна желтовато-зеленого гранатаgrossуляр-андрадитового состава с мелкими включениями титаномагнетита. Параметры кристаллической решетки ($a_{\text{CP}}=11,9 \text{ \AA}$, $Z = 8 \text{ \AA}$; $V = 1,69 \text{ \AA}$) соответствуют grossуляру. Микрозондовый анализ показал, что гранаты из тяжелой фракции характеризуются следующим минеральным составом: Pyr (4-7), Spess (0,2-0,4), Gross (66-73), Andr (19-26), Ti-Andr (0,5-5), Uvar

(0,26-0,27). Необходимо отметить, что в пределах Верхнемунского поля подобные кристаллы граната в кимберлитах были встречены впервые. Вероятнее всего, их образование в основной массе кимберлитов связано с высокотемпературными параметрами кристаллизации кимберлитового расплава в позднемагматическую стадию становления трубок [1, 3]. Общей чертой всех изученных кимберлитов является высокое содержание перовскита в основной массе (рис. 3). Содержание TiO_2 в перовскитах варьирует в пределах 53,0-56,5 мас. %: более высокое у центра зерен – 54,5 %, в краевой части – 53,7 %.

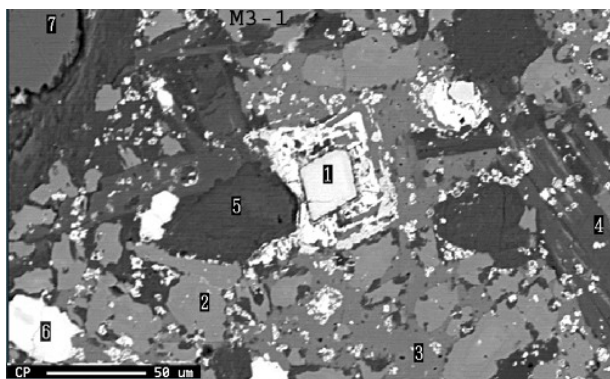


Рис. 3. Минералы основной массы кимберлита трубки Деймос:

1 – идиоморфный кристалл хромшпинели в окружении атolloв титаномагнетита, 2 – монтичеллитовое зерно неправильной формы с угловатыми очертаниями (монтичеллита 30%), 3 – карбонатная фаза (20%), 4 – лейсты хлорита (10%), 5 – серпентин (20%), 6 – перовскит (5%), 7 – оливин

Монтичеллит в кимберлитах встречается в виде мелких изометричных и неправильной формы кристалликов, нередко с резорбированной поверхностью, рассеянных в основной массе карбонат-серпентинового состава. Зональность выражается в обогащении краевых частей зерен MgO и CaO . Предполагается, что кристаллизация ядер зональных кристаллов монтичеллита идет из расплава, а появление краевых зон может рассматриваться как результат метасоматического развития этого минерала в породе.

Карбонаты представлены преимущественно кальцитом, значительно реже доломитом. Распределение кальцита в основной массе носит крайне неравномерный характер. Содержание SrO в кальцитах колеблется от 0,2 до 1,0 мас. %. Максимально высокое содержание стронция отмечено в кальцитах трубки Поисковая и Деймос, что указывает на высокотемпературный характер кристаллизации минерала в этих трубках.

Оценка Р-Т условий кристаллизации клинопироксена нами проведена по термобарометру Nimis, Taylor [13]. Основная часть клинопироксенов из кимберлитов (рис. 4) оказалась в области стабильности алмаза. Состав идиоморфного клинопироксена, который предположительно кристаллизовался из кимберлитового расплава, на графике Р-Т тоже полностью попадает в поле стабильности алмаза, что может свидетельствовать о глубинных условиях его кристаллизации.

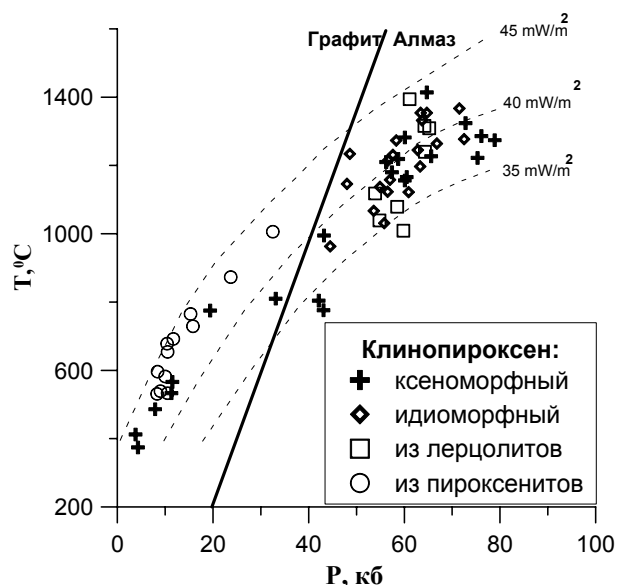


Рис. 4. Р-Т диаграмма для клинопироксена из кимберлитов Верхнемунского поля (идиоморфный и ксеноморфный клинопироксен из тяжелой фракции, зерна с размером около 1 мм)

Гранаты из тяжелой фракции кимберлитов Верхнемунского поля находятся, в основном, в области перидотитового тренда (рис. 5). Пожалуй, наиболее отли-

чительной чертой проведенной паспортизации* является выявление гранатов низкохромистого дунит-гарцбургитового парагенезиса с содержанием Cr_2O_3 от 1,5 до 4 мас.% и низким CaO , которого практически не встречается в других южных кимберлитовых полях.

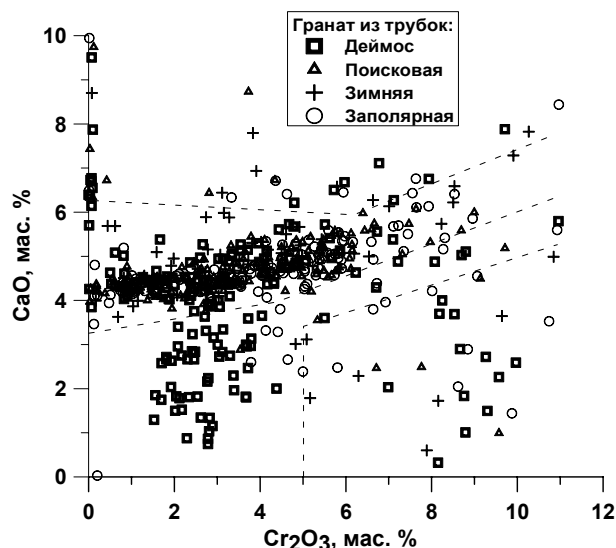


Рис. 5. Графики зависимости Cr_2O_3 - CaO для гранатов из концентрата кимберлитов.

Поля составов гранатов закреплены параметрами линий, проведенных Соболевым [8] для разграничения дунит-гарцбургитового, перцолитового и верлитового парагенезисов.

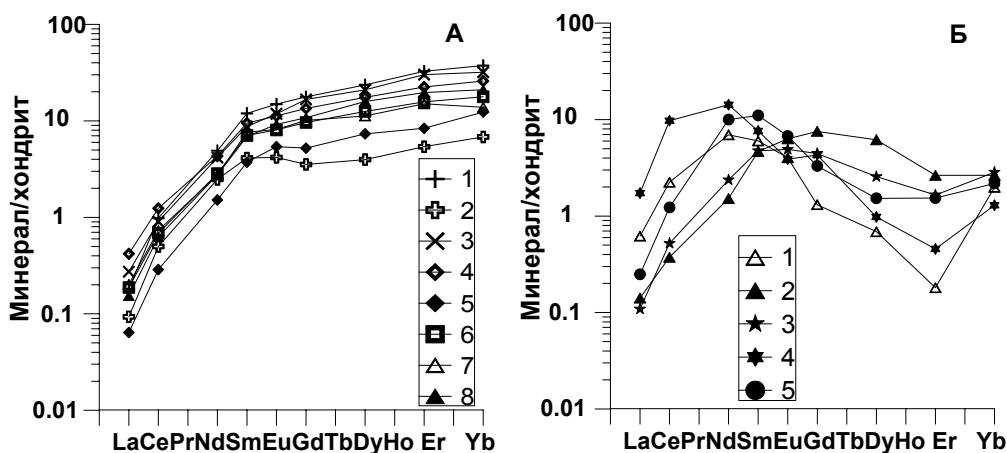


Рис. 6. Графики распределения редкоземельных элементов в мегакристах граната (А) и во включениях гранатов из мегакристов оливина трубки Новинка (Б): 1, 2, 3 – Заполярная; 4, 5, 6 – Новинка; 7, 8 – Комсомольская-Магнитная (А)

Уникальной особенностью, характерной только для Верхнемунского поля, является наличие в кимберлитах большинства трубок двух групп мегакристов граната (хромистой и титанистой). Нами изучено распределение редкоземельных элементов (рис. 6) в мегакристах граната и включениях граната в мегакристах оливина.

И титанистые, и хромистые мегакристы граната демонстрируют кривую распределения РЗЭ, характерную для минералов магматического происхождения. Графики распределения РЗЭ для включений граната из мегакристов оливина характеризуются синусоидальной формой кривой, типичной для включений граната из алмазов. Подобная форма графиков объясняется метасоматической природой соответствующего мантийного источника. Разный характер распределения РЗЭ указывает на совершенно разную природу образования мегакристов граната и оливина.

Во всех трубках всегда обнаруживается относительно многочисленная группа зерен ильменита, характеризующаяся узким диапазоном изменчивости содержания MgO (6-8%) при постоянном (0,8-0,9%) содержании Cr_2O_3 (рис. 7).

*В минералогический паспорт (портрет) трубки, куста трубок, поля трубок, ореола рассеивания минералов вкладывается понятие индивидуализированной характеристики состава минералов-спутников для соответствующих кимберлитовых тел, групп тел или вторичных ореолов их рассеивания, которая дается с помощью графических и табличных средств.

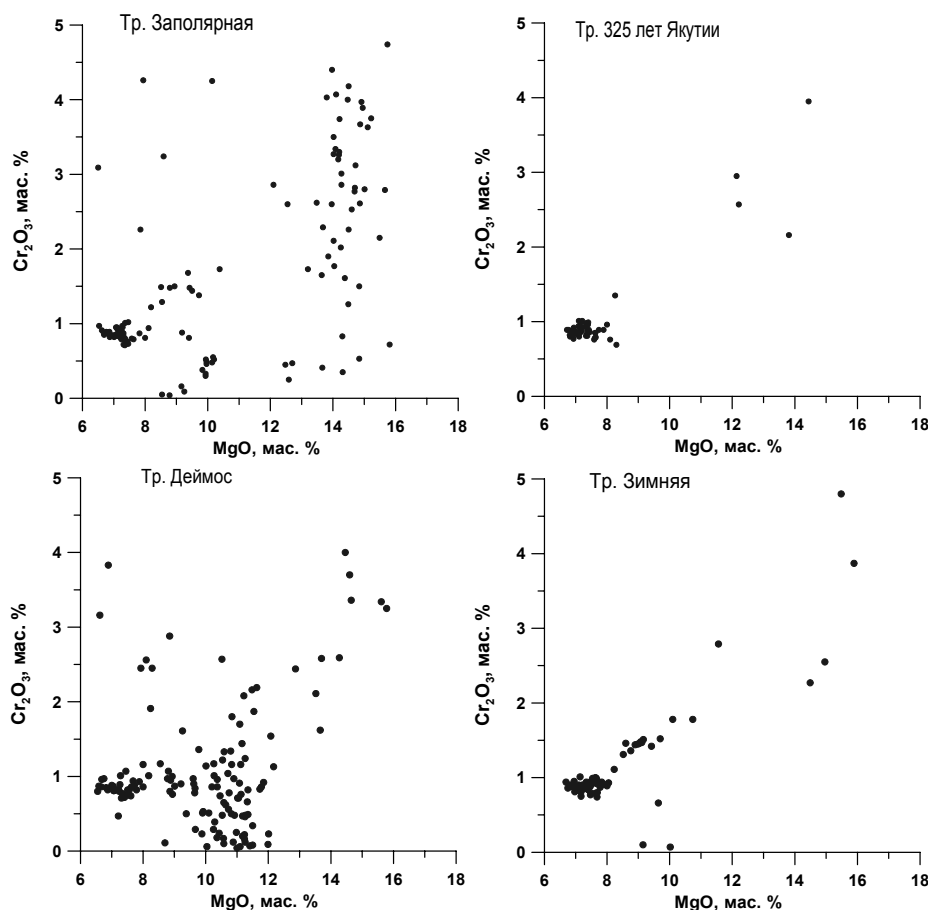


Рис. 7. Графики корреляции MgO и Cr_2O_3 в пикроильменитах из разных трубок Верхнемунского поля

Другой общей особенностью распределения составов ильменита является наличие группы точек, образующих тренд прямой корреляции между содержанием MgO и Cr_2O_3 . Тем не менее, отличия в распределении составов ильменита для отдельных трубок имеет существенный характер.

Одним из характерных отличий минерального состава кимберлитов, особенно в мелких фракциях, являются повышенные концентрации шпинелидов. Большинство хромшпинелидов имеют очень высокую хромистость (рис. 8). На демонстрируемом графике зависимости Cr_2O_3 - TiO_2 четко выделяются два тренда кристаллизации хромшпинелидов: 1) направленный вдоль вертикальной оси (Cr_2O_3), характеризующийся низким, относительно постоянным содержанием TiO_2 , который условно назван “ксеногенным”; 2) проявляющий обратную корреляцию между данными параметрами состава и характеризующий-

ся относительно высокими вариациями титана, он условно называется “кимберлитовым” (“пикритовый” тренд – [11]). Таким образом, можно полагать, что в тяжелой

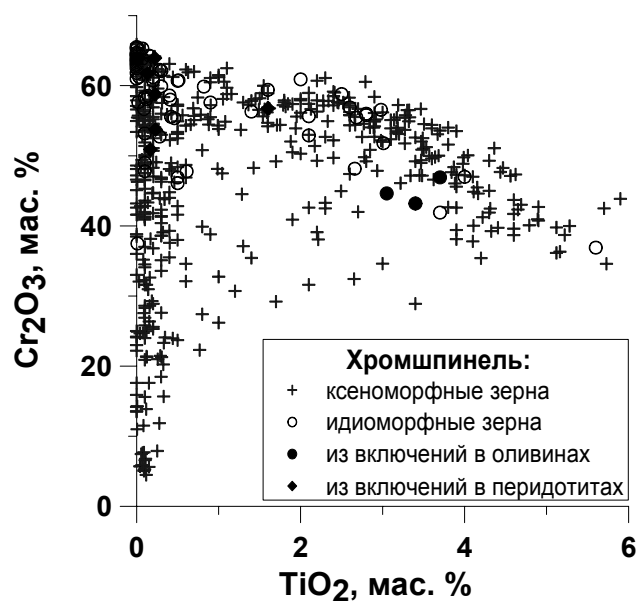


Рис. 8. График зависимости Cr_2O_3 - TiO_2 для хромшпинелидов

фракции кимберлитов, как правило, присутствуют шпинелиды из двух источников: 1) попавших в результате дезинтеграции мантийных шпинельсодержащих пород ультраосновного парагенезиса; 2) кристаллизовавшихся непосредственно в кимберлитовом расплаве.

Было изучено, с разной степенью детальности, около 70 образцов мантийных ксенолитов из трубок Верхнемунского поля. Наиболее распространены породы существенно оливинового состава. Находки лерцолитов редки, а ксенолиты эклогитового состава здесь практически отсутствуют.

Встреченные разновидности глубинных пород – это в основном зернистые дунит-гарцбургиты и лерцолиты, для которых характерны разные размеры первичных минералов. Обычно оливин и ортопироксен образуют крупные зерна от 3 до 7 мм, а клинопироксен и гранат от 0,2 до 1 мм. Микроструктура зернистых перидотитов гранобластовая, с заметной сланцеватостью.

Дуниты представлены шпинелевыми, гранат-шпинелевыми и гранатовыми разновидностями. Оливин из мантийных ксенолитов отличается относительно высокомагнезиальным составом (6-9 % Fa компонента). Гранат из всех изученных пород имеет существенно пироповый состав и характеризуется переменным содержанием TiO_2 (от 0,1 до 1,2 мас. %), Cr_2O_3 (от 0,4 до 13 мас. %) и CaO (от 0,5 до 7,3 мас. %). Преобладающий процент гранатов из ксенолитов Верхнемунского поля принадлежит дунит-гарцбургитовому парагенезису 57 %, из них существенно алмазоносному парагенезису 31 %, а низкохромистому дунит-гарцбургитовому 10 %. Особенности распределения РЗЭ в гранатах из отдельных ультрамафитов отражает построенная нами спайдерграмма (рис. 9). Вне зависимости от содержания хрома гранаты из разных парагенезисов демонстрируют один и тот же тип кривых распределения РЗЭ – синусоидальный, обычно более свойственный высокохромистым включениям граната из алма-

зов. Одинаковый характер распределения REE в гранатах, независимо от содержания главных элементов, указывает на единый источник формирования их редкоэлементного состава, возможно связанный с криптометасоматозом. Ортопироксен по составу отвечает энстатиту и Ti-энстатиту [4]. Содержание Al_2O_3 в Орх колеблется от 0,5 до 2 мас. %. Содержание CaO в энстатитах низкое (менее 1 %), что указывает на ограниченное количество в них растворенного диопсида. Особенностью состава большинства хромшпинелидов из ксенолитов является их очень высокая хромистость (от 50 до 65 мас. %). По отношению содержания Cr_2O_3 к TiO_2 хромшпинелиды из мантийных ксенолитов легли в первый (“ксеногенный”) тренд.

Лерцолиты представлены гранатовыми, шпинелевыми и флогопит-гранатовыми разновидностями. Клинопироксены характеризуются незначительными вариациями состава и представлены диопсидом и хромдиопсидом [4], реже субкальциевым диопсидом. Все клинопироксены содержат также заметные количества Na_2O (от 1,2 до 3,5 мас. %) и Cr_2O_3 (от 0,3 до 3,2 мас. %). Отношение $Ca/(Ca+Mg)$ клинопироксенов из перидотитов и пироксенитов изменяется от 37 до 51, что, согласно полученным данным (см. рис. 4), соответствует температурам равновесия 1400-500°C и диапазону давлений (65-20 кбар). Все клинопироксены из зернистых лерцолитов оказались в области стабильности алмаза. В одной из трубок был обнаружен ксенолит катаклазированного гранатового лерцолита, состоящий из мелкозернистого матрикса оливина, в который погружены более крупные порфирокластические зерна граната, орто- и клинопироксена. Клинопироксен из катаклазированного лерцолита, как и ожидалось, показал высокие Р-Т параметры (см. рис. 4).

Заключение

Всестороннее изучение вещественного состава кимберлитов позволило обобщить петрохимические, геохимические и минералогические особенности Верхне-

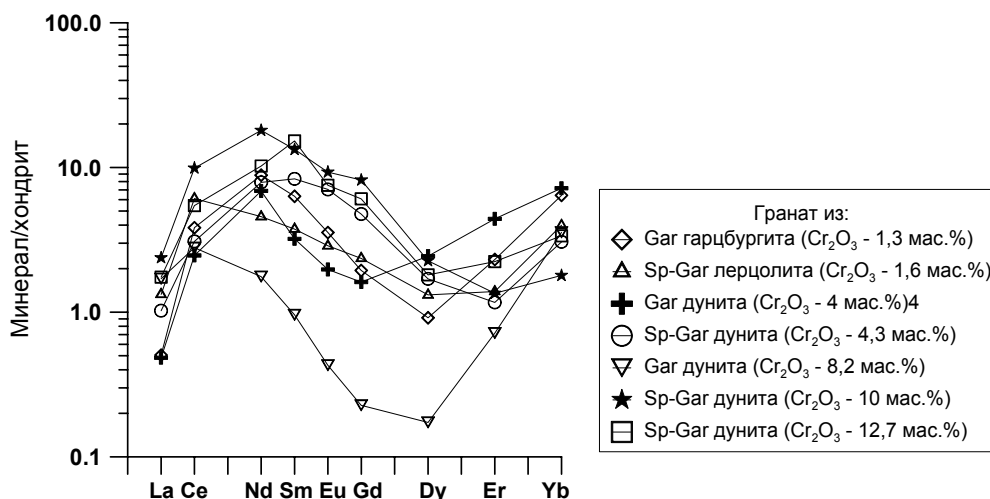


Рис. 9. Распределение РЗЭ в гранатах из гарцбургита и дунитов
(в скобках дано содержание Cr_2O_3 в гранатах)

мунского поля. Для данного поля наиболее характерными являются в разной степени серпентинизированные порфиرو-вые монтichelлитовые и слюдяные кимберлиты с массивной текстурой. Нередко встречаются блоки относительно слабо-измененного кимберлита со значительным содержанием свежего оливина.

Кимберлиты Верхнемунского поля относятся к наиболее распространенному в южных полях Якутской провинции магнетиально-железистому типу. Вариации составов кимберлита связаны с дифференциацией кимберлитового расплава-флюида при становлении трубок и интенсивностью проявления вторичных процессов.

Корреляция между пороодообразующими оксидами и микроэлементами разных групп обусловлена, в первую очередь, содержанием их в минералах-концентраторах. Кимберлиты разных трубок Верхнемунского поля по уровню накопления элементов-примесей несколько отличаются между собой. Между массивной разновидностью порфирировых кимберлитов и кимберлитовой брекчией по составу микроэлементов обнаруживаются определенные различия, связанные с разной степенью наложенных процессов и с контаминацией вмещающими породами. Относительно низкая степень вторичной измененности кимберлитовых пород Верхнемунского поля, а с другой стороны,

более широкое развитие гипабиссальной фации (массивных порфирировых кимберлитов) предопределили высокий уровень содержания в них микроэлементов группы железа и некогерентных элементов по сравнению с кимберлитами других алмазоносных полей. Тем не менее, распределение некогерентных элементов в кимберлитах Верхнемунского поля является типичным и не отличается от других алмазоносных кимберлитов. Предполагается, что для кимберлитов источник этих элементов был астеносферный. Изотопный состав Sr и Nd кимберлитов Верхнемунского поля соответствует значениям слабо-истощенного мантийного источника, характерного для базальтоидного типа кимберлитов (область составов кимберлитов группы I). Отклонения изотопного состава стронция кимберлитов от значений истощенного источника, в сторону более обогащенного содержанием некогерентных элементов обусловлены проявлением процессов наложенной карбонатизации и связанной с ними ассимиляцией осадочно-морского стронция.

Кимберлиты характеризуются крайне неоднородным распределением минералов основной массы, их неоднородным составом и зональностью большинства минералов. Среди них широко распространены монтichelлит, перовскит, кальцит с относительно высоким содержанием стронция

(в среднем 0,5 мас. % Sr), а также обнаружен гранатgrossуляр-андрадитового состава. Количественные соотношения и химический состав этих минералов в определенной степени указывают на относительно высокотемпературный характер кристаллизации кимберлитовых расплавов в районе Верхнемунского поля.

Барофильные минералы тяжелой фракции из кимберлитов Верхнемунского поля характеризуются следующими особенностями: 1) присутствие в кимберлитах изученных трубок двух групп мегакрист граната – хромистой и титанистой; 2) большой процент низхромоистых гранатов тяжелой фракции, принадлежащих дунит-гарцбургитовому парагенезису (около 20 %); 3) шпинелиды образуют два тренда кристаллизации: “ксеногенный” (низкотитанистая) и “кимберлитовый” (с переменным TiO_2); 4) пикроильмениты из Верхнемунского поля характеризуются четко индивидуализированной картиной трендов состава по сравнению с пикроильменитами других кимберлитовых полей Якутской провинции; 5) высокие параметры Р-Т условий кристаллизации барофильных минералов из кимберлитов (45-75 кбар и 900-1400 °С), что согласуется с представлениями о зарождении расплавов в астеносферном слое мантии.

Кимберлитовый расплав в трубках Верхнемунского поля вынес из мантийных глубин обломки пород преимущественно ультраосновного состава. Наиболее характерными особенностями парагенетического состава разреза литосферной мантии под Верхнемунским полем является очень высокий процент участия в нем пород низхромоистого дунит-гарцбургитового парагенезиса, который практически не встречается в других алмазоносных полях. По термодинамическим параметрам формирования $P=45-65$ кбар и $T=950-1350$ °С [13] мантийные ксенолиты относятся к алмаз-пироповой фации глубинности.

Библиографический список

1. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии / Бобриевич А.П. [и др.]. – М.: Недра, 1964. – 191 с.
2. Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины / Богатиков О.А. [и др.]. – Геохимия, 2004, № 9. – С.915-939.
3. Годовиков А.А. Минералогия. – М.: Недра, 1975. – 520 с.
4. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. – М.: Мир, 1983. – 300 с.
5. Костровицкий С. И. Геохимические особенности минералов кимберлитов. – Новосибирск: Наука, 1986. – 263 с.
6. О происхождении кимберлитов / Костровицкий С.И. [и др.] // Доклады РАН. – 2004. – Т. 399. – № 2. – С. 236-240.
7. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы / Костровицкий С.И. [и др.]. // Геология и геофизика. – 2007. – № 3. – С. 350-371.
8. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, 1974. – 264 с.
9. Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. – М.: Наука, 1988. – 288 с.
10. Харьков А. Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. – М.: “Недра”, 1978. – 136 с.
11. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. – М.: Недра, 1995. – 348 с.
12. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. – М.: Недра. 1998. – 555 с.
13. Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermometry for garnet peridotites. Part 1. Calibration and testing of a Cr-in Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contrib. Mineral. Petrol., 2000. – v. 139. – N 5. – P. 541-554.

Магматизм, метаморфизм, тектоника

УДК 552.3:552.4

С.В. Ефремов¹

ИСТОЧНИКИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧУКОТКИ

Приведены результаты изучения генетических особенностей редкометалльных гранитоидов Центральной Чукотки и тестирования модели образования последних в процессе смешения первичных мантийных магм, специализированных на олово и редкие элементы, с веществом континентальной коры. На основе численного моделирования процессов смешения с использованием изотопных данных проиллюстрирована реальность этой модели. С ее позиций, редкометалльные гранитоиды имеют комплексный источник металлогенической специализации: континентальную кору и специализированный домен, расположенный в мантийной части континентальной литосферы. Расчет доли компонентов в балансе редких элементов показал, что основной вклад в результирующую геохимическую характеристику гранитоидов вносит мантийный источник. Например, для Sn – главного профилирующего элемента Чукотской рудной провинции, даже в самом экстремальном случае (70% коровой компоненты) он составляет более 75%.

Ключевые слова: оловоносные гранитоиды, ультракалийевые базиты.

Библиогр. 19 назв. *Ил.* 3. *Табл.* 1.

SOURCES OF METALLOGENIC SPECIALIZATION OF RARE-METAL GRANITOIDS OF CENTRAL CHUKOTKA

S.V. Efremov¹

The paper presents the results of the study of genetic characteristics of rare-metal granitoids of Central Chukotka. It describes the testing of the model of granitoid formation due to mixing of primary mantle magmas specialized in tin and rare elements with the substance of continental crust involved. The author demonstrates the reality of this model based on numerical modeling of mixing processes with the application of isotope data. The model implies that the rare-metal granitoids have a complex source of metallogenic specialization: the continental crust and the specialized domain located in the mantle part of the continental lithosphere. The calculation of components proportion in the balance of rare elements indicates that it is the mantle source that largely contributes to the resultant geochemical characteristics of granitoids. For example, for Sn being the main dominant element of Chukotka ore province, even in the most extreme case (70% of crust component) it is over 75%.

Key words: tin-bearing granitoids, ultra potassic basites

19 sources. 3 figures. 4 tables.

Главной проблемой генезиса редкометалльных гранитоидов является идентификация источника редких элементов. В наиболее популярных гипотезах образования этих пород со второй половине XX

века доминирует идея, постулирующая, что источником редких элементов, как и самих редкометалльных гранитоидов, являются метаосадочные породы верхней континентальной коры [8, 10, 15]. Однако

¹Ефремов Сергей Васильевич – старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук, Институт геохимии СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а, тел: (3952) 429935, e-mail: esv@igc.irk.ru

¹Efremov Sergey Vasilevich, a senior research worker, a candidate of geological and mineralogical sciences of the Institute of Geochemistry of Siberian Department of Russian Academy of Sciences, 1a Favorsky St., Irkutsk, 664033, Irkutsk-33, P.O. Box 304, tel.: (3952) 429935, e-mail: esv@igc.irk.ru

по мере накопления фактического материала стало очевидно, что концентрации редких элементов в метасадочных породах недостаточно высоки для образования редкометалльных гранитоидов [9, 19]. В связи с этим возникли новые гипотезы, связывающие образование редкометалльных гранитоидов с геохимически специализированными источниками, расположенными в континентальной коре [19] и мантии Земли [9, 11, 12].

Одна из наиболее продуктивных идей была предложена Ю.П. Трошиным [11], связавшим редкометалльные гранитоиды Восточного Забайкалья с одновозрастным, геохимически специализированным, мантийным базальтовым магматизмом.

Эта идея нашла свое подтверждение при изучении оловоносных гранитоидов Центральной Чукотки, в результате которого была доказана генетическая связь редкометалльных гранитов с производными шошонит-латитовых магм [2, 3]. Полученные результаты позволили рассматривать в качестве главного источника редких элементов источник базальтоидных магм (метасоматически преобразованная литосферная мантия), а сами магмы – в качестве проводников этой специализации [4]. Данная статья является продолжением этих работ и посвящена оценке вклада мантийной и коровой составляющих в баланс редких элементов редкометалльных гранитоидов.

Принимается, что источниками металлогенической специализации являются источники самого вещества редкометалльных гранитоидов. Этот методический прием может быть применен к гранитоидам, для которых доказана генетическая связь с сопровождающей их редкометалльной минерализацией. Именно такими гранитоидами являются оловоносные гранитоиды Центральной Чукотки.

В качестве объектов исследования нами выбраны геологические образования раннемеловой позднеорогенной вулканно-плутонической ассоциации Центральной Чукотки (рис. 1). В состав этой ассоциации входят вулканические покровы, дайковые

пояса и гранитоидные интрузии, сложенные породами калиевой (шошонит-латитовой) и ультракалиевой серий. В статье наибольшее внимание уделено гранитоидным интрузиям, в пределах которых осуществляется постепенный переход от производных мантийных магм к редкометалльным гранитоидам [3, 4]. Причины этих вариаций представляют особый интерес и имеют ключевое значение для понимания процессов, приводящих к образованию редкометалльных гранитов.

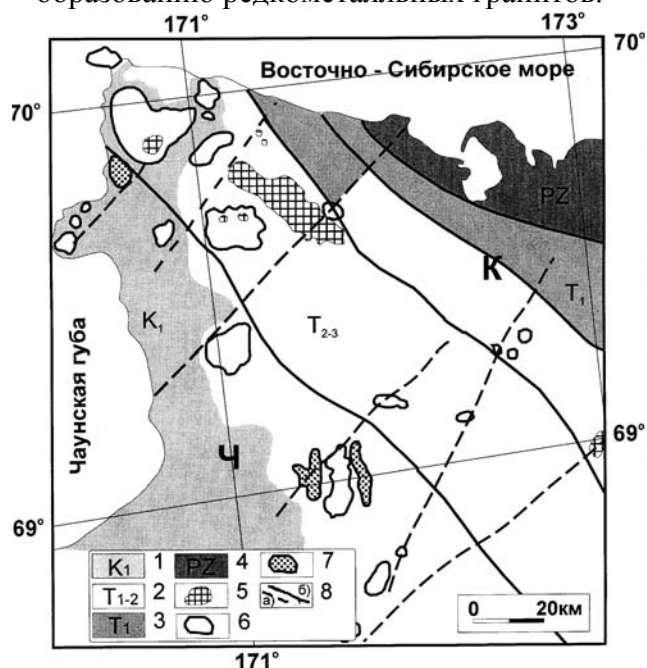


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Восточного побережья Чаунской губы (Чукотка):

1-4 – осадочные отложения: 1 – раннего мела, 2 – раннего-среднего триаса, 3 – позднего триаса, 4 – позднего палеозоя; 5-7 – магматические образования позднеорогенной вулканно-плутонической ассоциации: 5 – интрузивные, 6 – вулканические, 7 – посторогенные гранитоиды; 8 – зоны разломов по геологическим (а) и по геофизическим (б) данным

На ранних этапах изучения считалось, что эти вариации обусловлены процессами магматической дифференциации первичных мантийных магм [3]. Однако последующие работы показали, что возможность образования редкометалльных гранитоидов в результате контаминации первичных магм веществом континентальной коры не менее вероятна [4].

Для решения этой дилеммы были использованы изотопные характеристики гранитоидов и ассоциирующих с ними вулканических и субвулканических образований. При тестировании моделей смешения-кристаллизационной дифференциации использовались диаграммы: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - 1/^{86}\text{Sr}$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i - 1/^{144}\text{Nd}$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$. Инициальные отношения радиогенного Sr и Nd рассчитывались с помощью уравнения радиоактивного распада на возраст 144 млн. лет [1]. Методика расчета параметров смешения была взята из работы [13]. При интерпретации данных, приведенных на диаграммах, использовались оценки составов гранитизированной и негранитизированной континентальной коры Чукотки, выполненные по данным, приведенным в работе [5]. В качестве оценки состава корового расплава использован средний состав биотитовых гранитов второй фазы кооленского комплекса [5]. Для расчета составов парциальных выплавов из континентальной коры Чукотки использовалась формула $C_L/C_O = 1/(F + D - FD)$ [9], где C_O – содержание элемента в протолите, C_L – концентрация элемента в расплаве, F – степень плавления, а D – общий коэффициент распределения. Для расчета D_{Sr} использовались реальные составы амфибол-плагноклазовых гнейсов. В негранитизированной коре ($D_{\text{Sr}}=4,15$): амфибол-40; плагноклаз-50; калишпат-10, в гранитизированной ($D_{\text{Sr}}=5,8$): амфибол-26; плагноклаз-44; калишпат-30. Коэффициенты распределения были взяты с сайта GERM [<http://earthref.org/GERM/>].

Известно, что производные ультракалиевых магм аномально обогащены некогерентными элементами [14, 16, 17, 18]. Обладая высокими концентрациями летучих компонентов, ультракалиевые магмы обладают крайне высокой реакционной способностью и при движении к земной поверхности активно взаимодействуют с веществом континентальной коры [18]. Высокие концентрации F, Cl, B в флюидной фазе ультракалиевых магм способствуют плавлению коровых пород и обра-

зованию кислых расплавов. При их взаимодействии происходит образование гибридных магм, производные которых обычно рассматриваются в качестве пород калиевой серии [14, 16, 18].

Взаимодействие ультракалиевых магм с коровым расплавом фиксируется снижением концентраций большинства гранитофильных элементов, что устанавливается с помощью геохимических данных. Однако аналогичное снижение может быть вызвано фракционированием отдельных минеральных фаз, что затрудняет идентификацию процессов, ответственных за эволюцию вещественных характеристик.

Изотопные данные позволяют более надежно идентифицировать процессы смешения. Обусловлено это тем, что изотопы не фракционируют в химических реакциях, а большинство геохимических резервуаров имеет довольно контрастные «изотопные метки». На изотопных диаграммах, точки составов гибридных пород будут слагать тренды, соединяющие смешивающиеся компоненты. В нашем случае этими компонентами являются оценка состава ультракалиевой магмы, источником которой является метасоматически преобразованная литосферная мантия и кислый коровый гранитоидный расплав.

Вариации изотопных характеристик в породах калиевой и ультракалиевой серий центральной Чукотки наглядно иллюстрирует рис. 2, на котором видно, что составы пород дают четыре вектора, два из которых описывают эволюцию составов производных первичных мантийных магм, обусловленную плавлением мантийного источника, подвергнувшегося метасоматическим преобразованиям разной степени интенсивности [14]. Два других вектора образуются точками составов пород Палянского и Певекского массивов, где осуществляется постепенный переход от пород калиевой серии к редкометалльным гранитам. Эти векторы могут быть интерпретированы как линии смешения между составом шошонита (состав первичной ультракалиевой магмы) и веществом континентальной коры.

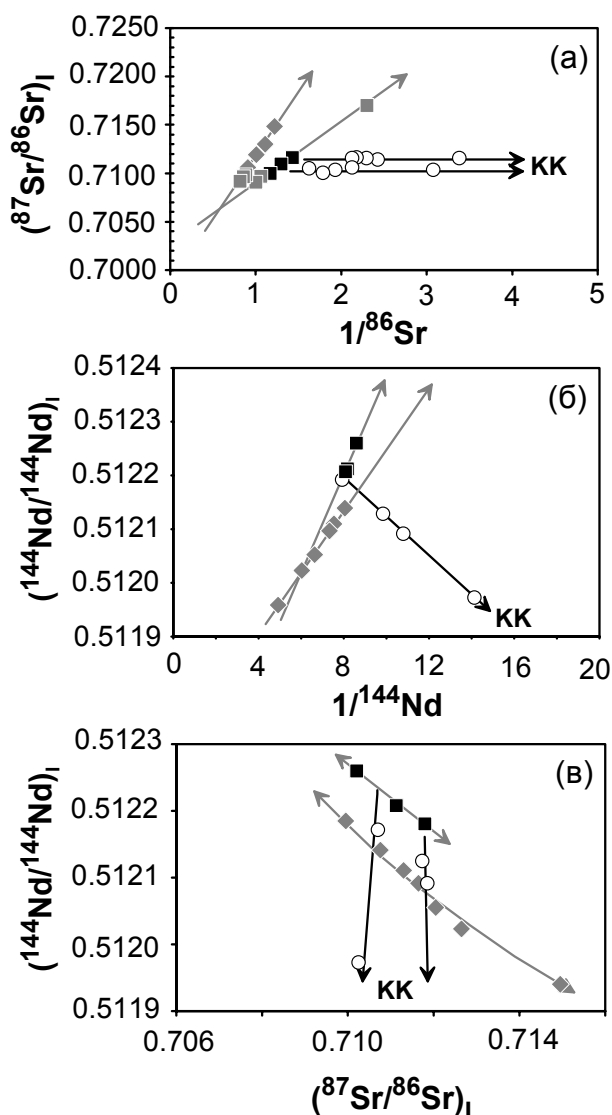


Рис. 2. Изотопная характеристика пород позднеорогенной вулcano-плутонической ассоциации:

а) Диаграмма $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - 1/^{86}\text{Sr}$. Серыми и черными прямоугольниками даны точки составов ультракальцевых вулканитов, серыми ромбами – составы субвулканических интрузий, не залитыми кружками – составы гранитоидов Певекского и Палянского массивов. Серыми (наклонными) векторами обозначена эволюция составов первичных мантийных магм, черными горизонтальными векторами – линии смешения первичных мантийных магм с веществом континентальной коры (КК);

б) Диаграмма $(^{144}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i - 1/^{144}\text{Nd}$;

в) Диаграмма $(^{144}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, условные обозначения на диаграммах соответствуют таковым на рис. 2а

Приведенные на рис. 2 диаграммы иллюстрируют образование редкометалльных гранитов путем смешения ультрака-

льцевых магм с веществом континентальной коры. Однако для получения более достоверных результатов и оценки параметров смешения нам необходима изотопная характеристика корового компонента.

Оценка состава корового компонента была сделана на основе данных по составам метаморфических пород Восточной Чукотки, приведенных в работе [5] и любезно предоставленных И.Л. Жулановой. В результате этих работ было установлено, что в пределах Восточной Чукотки породы континентальной коры могут быть подразделены на две совокупности, обладающие контрастными вещественными характеристиками: гранитизированную и негранитизированную. Породы обоих типов коры, обладая близким химическим составом, отличаются концентрациями гранитофильных элементов и, как следствие этого, содержанием радиогенных изотопов. Выполненный нами мониторинг по составам разновозрастных гранитоидов показал, что эти два типа коры распространены на всей территории Чукотского полуострова, а оценки их составов могут быть использованы для генетических построений.

В результате предыдущего геохимического изучения было установлено, что вторым компонентом был кислый гранитоидный расплав.

Концентрация радиогенного Sr в этом расплаве на момент смешения может быть оценена с помощью диаграммы, приведенной на рис. 2а. Учитывая практически горизонтальное положение линий смешения на диаграмме, можно уверенно заключить, что величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в контаминанте колебалась в пределах 0,710-0,712. Подобный расплав мог образоваться при плавлении как гранитизированного, так и негранитизированного протолитов (рис. 3). В качестве его оценки взят средний состав биотитовых гранитов второй фазы коольевского комплекса, образовавшихся в результате небольшой степени плавления гранитизированного корового источника.

Учитывая наибольшее количество

аналитических данных, для визуализации модели смешения была использована диаграмма $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - 1/^{86}\text{Sr}$ (рис. 3). На диаграмме, помимо гранитоидов Певекского массива, приведены оценки составов континентальной коры региона и их вариации, линии равновесного парциального плавления этих источников, оценка состава кислого корового расплава и вектор эволюции составов первичных мантийных магм. Для иллюстрации модели была рассчитана линия смешения между оценкой состава первичной ультракалийевой магмы (шошонит) и кислым гранитоидным расплавом.

Согласно результатам расчета, гранитоиды Певекского массива содержат от 70 до 40% коровой компоненты и могут рассматриваться как продукт смешения первичных мантийных магм с продуктами плавления континентальной коры. Исходя из этого, мы вполне обоснованно можем считать, что источниками металлогенической специализации редкометалльных гранитоидов Певекского массива были как континентальная кора региона, так и геохимически специализированный домен,

расположенный в мантийной части континентальной литосферы.

Учитывая то, что смешивающимися компонентами являются расплавы, мы можем оценить вклад того или иного источника в баланс редких элементов. Сделано это может быть с помощью уравнений: $C_{\text{ALL}} = C_M \cdot \text{МК} + C_K \cdot (1 - \text{МК})$; $D_{\text{МК}} = 100 \cdot C_M \cdot \text{МК} / C_{\text{ALL}}$; $D_{\text{КК}} = 100 - D_{\text{МК}}$, где C_{ALL} - концентрация элемента в смеси, C_M и C_K - концентрации в мантийном и коровом компонентах, МК - количество мантийного компонента в смеси из модели смешения (рис. 3 (в долях единицы)), $D_{\text{МК}}$ - вклад мантийной, $D_{\text{КК}}$ - коровой компонент в баланс элемента (%).

Вклад корового и мантийного источника в баланс редких элементов, рассчитанный по этой методике для разных пропорций смешивающихся компонентов, приведен в таблице. Мы видим, что даже при 70% доли коровой компоненты, ее вклад в баланс редких элементов редко превышает 50%. Наиболее наглядно это проявлено для Sn - главного профилирующего элемента Чукотской рудной провинции, доля мантийной



Рис. 3. Графическая визуализация модели смешения на базе диаграммы $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - 1/^{86}\text{Sr}$.

Средние составы и их вариации гранитизированной (незалитые кружки) и негранитизированной (залитые кружки) коры Чукотки. Вариации составов магм, образующихся при плавлении этих источников, даны пунктирными линиями. Цифры, приведенные у края поля, указывают степень плавления этих источников в процентах. Сплошной черной стрелкой дана линия смешения между ультракалийевой базальтовой магмой (шошонит) и кислым коровым расплавом (биотитовые граниты кооленского комплекса, КК). Незалитыми кружками с цифрами даны пропорции смешения с шагом, равным 10%. Залитые серым кружки соответствуют точкам составов гранитоидов Певекского массива

Доля вещества континентальной коры в балансе редких элементов
гранитоидов Певекского массива

Доля корового компонента в смеси	Доля корового компонента в балансе редких элементов								
	Rb	Li	Cs	F	Sn	U	Th	W	Be
70 %	54	67	44	29	24	32	54	32	35
50 %	34	47	25	15	12	17	33	17	18
40 %	25	37	18	10	8	12	25	12	13

составляющей в балансе которого превышает 75%.

Полученные нами результаты вполне убедительно показывают, что редкометалльные гранитоиды имеют комплексный источник металлогенической специализации, причем главный вклад в баланс редких элементов вносит геохимически специализированный домен, расположенный в мантийной части континентальной литосферы.

Выводы

1. Вариации изотопных характеристик в породах позднеорогенной вулканоплутонической ассоциации Центральной Чукотки показывают, что редкометалльные гранитоиды региона могли образоваться в результате смешения специализированных на гранитофильные элементы первичных мантийных магм с веществом континентальной коры.

2. Численное моделирование процессов смешения показало, что доля коровой компоненты в составе гранитоидов варьирует от 40 до 70%.

3. Редкометалльные гранитоиды региона имеют комплексный источник металлогенической специализации, при этом главный вклад в баланс редких элементов принадлежит мантийной компоненте.

Библиографический список

1. Дудкинский Д.В., Ефремов С.В., Козлов В.Д. Геохимические особенности и результаты Rb/Sr датирования редкометалльных гранитоидов восточного побережья Чаунской губы (Чукотка) // Доклады АН СССР, 1992. – Т. 325, № 5. – С. 1039-1043.

2. Дудкинский Д.В., Ефремов С.В., Козлов В.Д. Геохимические черты мезо-

зойских гранитоидов повышенной основности восточного побережья Чаунской губы (Чукотка) // Тихоокеанская геология, 1993. – № 6. – С. 74-84.

3. Ефремов С.В., Дудкинский Д.В., Козлов В.Д. Новые данные о происхождении редкометалльных плюмазитовых гранитов Западной Чукотки // Доклады РАН, 1996. – Т. 349, № 5. – С. 664-665.

4. Ефремов С.В., Козлов В.Д. Ультракалийевые базиты Центральной Чукотки и их роль в понимании генезиса оловоносных гранитоидов // Геология и геофизика, 2007. – Т. 48, №2. – С. 283-286.

5. Жуланова И.Л. Земная кора северо-востока Азии в Докембрии и Фанерозое. – М.: Наука, 1990. – 289 с.

6. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. – Новосибирск: Наука, 1977. – 204 с.

7. Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. – М.: Наука, 1985. – 304 с.

8. Кокс К.Г., Белл Д.Д., Панкхерст Р.Д. Интерпретация изверженных горных пород. – М.: Недра, 1982. – 496 с.

9. Оловоносные и вольфрамоносные граниты некоторых регионов СССР/ Руб М.Г. [и др.]. – М.: Наука, 1982. – 259 с.

10. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977. – 279 с.

11. Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Бойко С.М. Геохимия и петрология редкометалльных плюмазитовых гранитов. – Новосибирск.: Наука, 1983. – 181 с.

12. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения. – Л.: Недра, 1987. – 325 с.

13. Фор Г. Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989. – 585 с.

14. Benito R., López-Ruiz J., Cebriá J. M., Hertogen J., Doblas M., Oyarzun R., Demaiffe D. Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic Neogene volcanic rocks of SE Spain // *Lithos*, 1999, 46. – P.773–802.

15. Forster H.J., Tischendorf G., Trumbull R.B., Gottesmann B. Late-Collisional Granites in the Variscan Erzgebirge, Germany // *J. Petrology*, 1999, v.40, № 11. – P. 1613-1645.

16. Miller C., Schuster R., Klotzli U, Frank W. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics

and Petrogenesis // *J. Petrology*. V.40, № 9. – P.1399-1424.

17. Peccerillo A. Multiple mantle metasomatism in central-southern Italy: geochemical effects, timing and geodynamic implications. // *Geology*, 1999, v.27.– P. 315–318.

18. Prelevic D., Foley S. F., Cvetkovic V., Romer R. L. Origin of minette by mixing of lamproite and dacite magmas in Veliki Majdan, Serbia // *J. Petrology*, 2004, v.45. – P. 759–792.

19. Schuiling R.D. Tin belts on the continents around the Atlantic ocean // *Economic Geology*, 1967, V.62, № 4. – P. 540-551.

Рецензент кандидат геолого-минералогических наук, доцент
Иркутского государственного технического университета Г.Д. Мальцева

УДК 551.21:930.24

Н.В. Задонина¹, К.Г. Леви²

ДИНАМИКА ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В МИРОВОЙ ХРОНОЛОГИИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 500 ЛЕТ

Предпринята попытка проследить динамику развития вулканического процесса во всем мире за 500-летний период независимо от географического расположения тех или иных действующих вулканов. Анализировалось количество сообщений об извержениях вулканов за год. Оценена возможная энергия извержений прошлого по косвенным признакам: объему и массе изверженного материала, высоте плюмов, диаметру взрывных кратеров. Исследованы совместные пространственно-временные соотношения между сейсмичностью и вулканизмом. Установлены периоды активизации процесса по числу извержений и по величине вулканического энергопотока. Проанализированы данные радиоуглеродного датирования вулканических извержений более чем за 40000-летний интервал времени. Выявлены главные гармоника, характеризующие цикличность проявления вулканизма в позднем плейстоцене и голоцене.

Ключевые слова: вулканизм, цикличность, энергия извержений, сейсмичность, радиоуглеродное датирование, спектральный анализ.

Библиогр. 7 назв. Ил. 11 Табл. 1.

DYNAMICS OF THE VOLCANIC PROCESS IN THE WORLD CHRONOLOGY FOR THE LAST 500 YEARS

N.V. Zadonina¹, K.G. Levi²

The authors make an attempt to track the dynamics of volcanic process development all over the world during 500 years irrespective of a geographical position of these or other active volcanoes. They analyzed a quantity of volcanic eruption reports during a year. The authors estimated possible eruption energy of the past according to indirect indications: volume and weight of the eruptive material, plume height, explosive craters diameter. They examined combined spatio-temporal correlation between seismicity and volcanism. The authors determined the periods of process activation according to the eruptions number and volcanic energy flow magnitude. They analysed the data of radiocarbon dating of volcanic phenomena for more than a 40000 years time interval. The main harmonics characteristic of cyclicity of volcanism manifestation in the Late Pleistocene and Holocene are revealed.

Key Words: Volcanism, cyclicity, eruption energy, seismicity, radiocarbon dating, spectral analysis.

7 sources. 11 figures. 1 table.

Создана описательная и цифровая база данных об извержениях вулканов в мире за последние 500 лет. Предпринята попытка проследить динамику развития вулканического процесса независимо от географического расположения тех или иных действующих вулканов. Оценена возможная энергия извержений прошлого

по косвенным признакам: объему и массе изверженного материала, высоте плюмов, диаметру взрывных кратеров. Исследованы совместные пространственно-временные соотношения между сейсмичностью и вулканизмом. Установлены периоды активизации процесса по числу извержений и по величине вулканического энергопотока.

¹Задонина Н.В., Иркутский государственный технический университет, 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, тел.: (3952)405113, e-mail: nzadonina@yandex.ru

²Леви К.Г. Институт земной коры СО РАН, 666033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, тел.: (3952) 424562, e-mail: levi@crust.irk.ru

¹Zadonina N.V., Irkutsk State Technical University, 83 Lermontov St., Irkutsk, 664074, e-mail: nzadonina@yandex.ru

²Levi K.G., the Institute of the Earth's crust of Siberian Department of Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St., Irkutsk, 664033, e-mail: levi@crust.irk.ru

Проанализированы данные радиоуглеродного датирования вулканических извержений более чем за 40000-летний интервал. Выявлены главные гармоники, характеризующие цикличность проявления вулканизма в позднем плейстоцене и голоцене.

Сейчас уже ни у кого не вызывает сомнения, что многим процессам присущи пространственные и временные закономерности, которые носят периодический характер. Полиритмичность наблюдается во всех системах окружающего мира [1]. Каждый природный процесс является подсистемой или частью мегасистемы [5]. В нашем случае, рассматривая вулканическую активность, мы имеем дело с мезосистемой или производной такой мегасистемы, как земная кора. В настоящее время предпринимаются попытки на основе богатого фактического материала определить некоторые черты спектрально-временной структуры вулканической активности для отдельных регионов земного шара. Так, установлено, что имеются как общие, так и специфические черты вулканического режима в разных частях Тихоокеанского региона в диапазоне времени около 170 лет [2]. В частности, авторами выделены три вида ритмов:

- 20-летний – характерен для всего региона в целом,
- 40-летний – присущ восточной части региона, Алеутам, Аляске, Японии, Гавайским островам,
- 13-летний – характерен для Камчатки, Филиппинских и Марианских островов [2].

В нашем исследовании проявление вулканического процесса рассматривается в глобальном масштабе независимо от географического расположения тех или иных действующих вулканов. Анализировалось количество сообщений об извержении вулканов за каждый отдельный год в течение 500-летнего и 40000-летнего периодов из разных частей земного шара. На основе описательной базы данных создавалась цифровая, которая впоследствии подвергалась статистической обработке.

Анализ 500-летней выборки показал полиномиальное нарастание числа событий от года к году (рис. 1). Это связано не с природным нарастанием активности процесса, а с возрастанием числа сообщений о

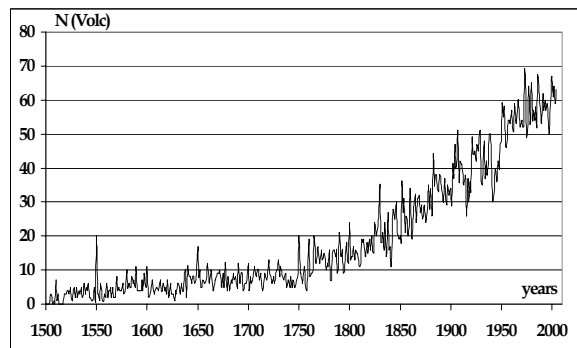


Рис. 1. Вариации числа вулканических извержений (мировая хронология по Гущенко [3], с дополнениями авторов [4])

них по мере расширения границ географических знаний и числа наблюдателей. Поскольку работа с полиномиальными функциями неудобна, функция была линейаризована путем логарифмирования числа N (Volc). В исправленный таким образом ряд данных был введен тренд, который отражает рост потока информации в связи с увеличением числа наблюдателей и расширением геоинформационного пространства. После удаления тренда была получена «исправленная» кривая (рис. 2), более или менее объективно отражающая развитие процесса.

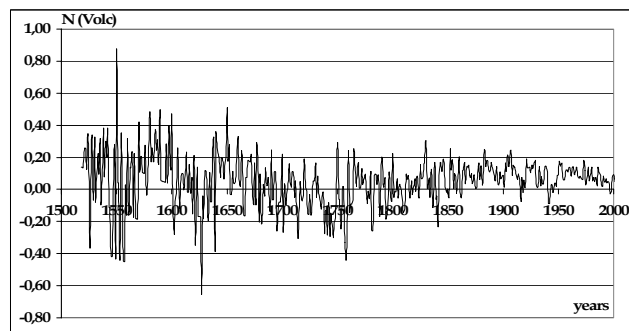


Рис. 2. Вариации числа вулканических извержений по времени (из базовой выборки удален тренд)

Энергетические характеристики, к сожалению, имеются не для всех вулканических извержений. Для ряда событий ука-

заны значения объема или массы изверженного материала, высоты выбросов пирокластических материалов в атмосферу или размеры кратеров, возникших при взрывах вулканических аппаратов. Эти параметры позволяют получить корреляционно-регрессионные зависимости и по косвенным признакам оценить возможную энергию вулканических извержений прошлого.

На рис. 3 и в таблице приведены соответствующие зависимости между массой изверженного материала (M , т), диаметром взрывных кратеров (D , км), высо-

той (H , км) вулканических плюмов (выбросов вулканического материала в атмосферу), энергией вулканических извержений (E , эрг) и значениями I_{Volc} (VEI), реально оцененных для ряда вулканических извержений. Для расчетов использовались логарифмические значения указанных величин.

Полученные корреляционно-регрессионные уравнения позволили оценить значения E (эрг), сопоставимые со шкалой энергетических классов K землетрясений, и заполнить ячейки недостающих времен-

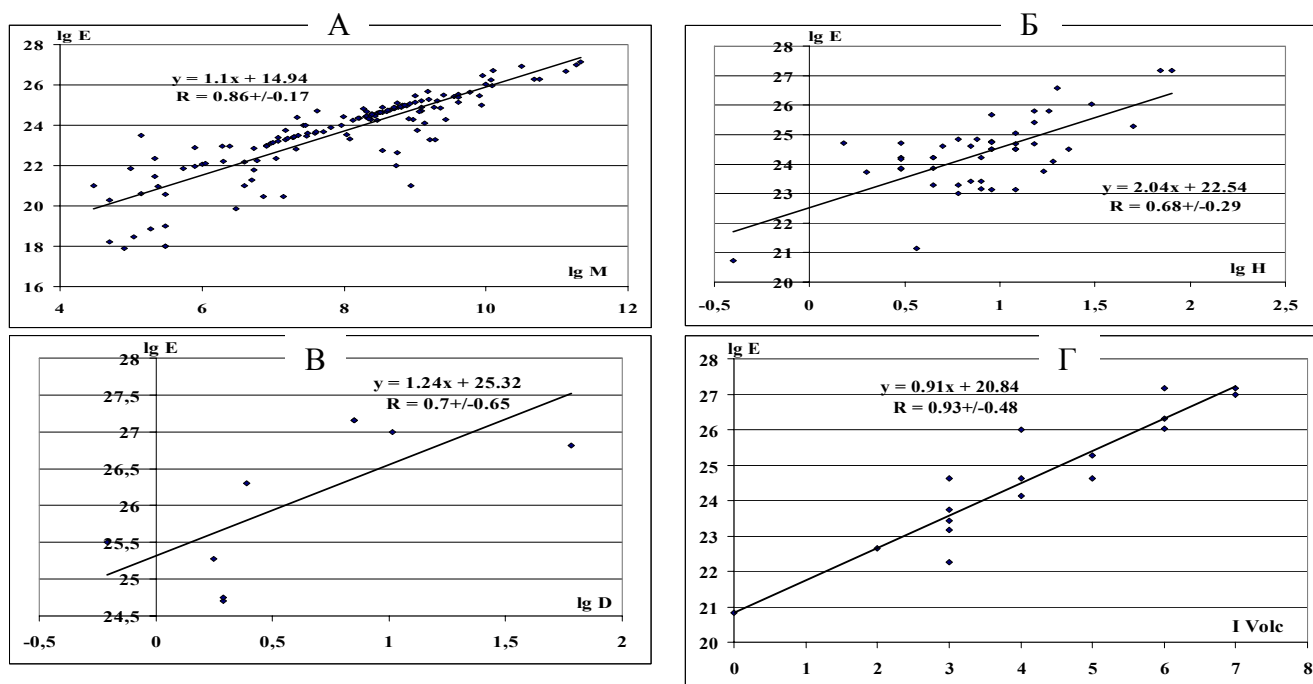


Рис. 3. Соотношение энергии извержения E (эрг) и основных параметров вулканов:

А – массы изверженного материала M , (т), Б – высоты H , (км) вулканического плюма, В – диаметра D (км) кальдеры взрыва, Г – экспертных оценок активности вулкана I_{Volc}

Примерное соотношение параметров вулканических извержений

I_{Volc} (VEI)	$\lg E$, эрг	$\lg M$, т	$\lg D$, км	$\lg H$, км	Пример вулканического извержения, годы
0	21	6.2	-1.3	0.2	Кувае, о-ва Вануату, 1978
1	22	6.8	-1	0.4	Баранский, Южные Курилы, 1951
2	23	7.5	-0.5	0.7	Камигуин, Филиппины, 1857
3	24	8.2	-0.1	0.9	Карымский, Камчатка, 1976
4	24.5	8.5	0.1	1	Алаид, Курилы, 1981
5	25	8.9	0.25	1.1	Чикурачки, Курилы, 1853
6	26	9.6	0.7	1.4	Санта-Мария, Гватемала, 1902
7	27	10.2	1.1	1.6	Тамбора, Индонезия, 1813-1815
8	28	11?	1.6?	1.8?	Санторин (?), 1650-1400 до н.э.

ных интервалов. В отличие от землетрясений, энергия которых оценивается в джоулях (Дж), энергия вулканических извержений традиционно оценивается в эргах. Зная известное соотношение этих величин энергии ($1 \text{ Дж} = 10^7 \text{ эрг}$), можно легко сравнивать порядки величин энергии землетрясений и вулканических извержений.

На основании пополненной базы данных, отражающей энергию вулканических извержений, была построена кривая временных вариаций выделившейся вулканической энергии (рис. 4) и вычислены параметры ее периодичности.

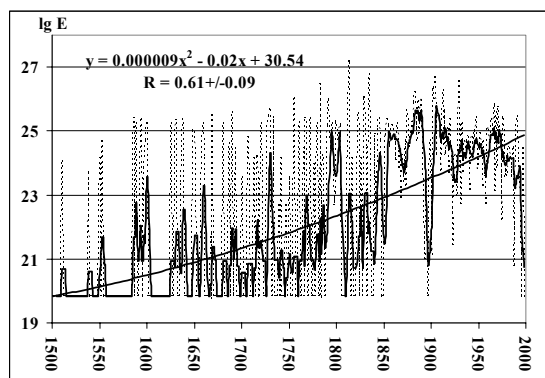


Рис. 4. Вариации по времени количества выделившейся вулканической энергии. Пунктирная линия - реальные значения, утолщенная - сглаженные скользящим средним исходные данные

Спектральный анализ числа сообщений о вулканических извержениях и вулканическом энергопотоке за последние 500 лет позволил выявить следующие периоды повторяемости (рис. 5):

- по числу извержений – 5-8, 25, 50, 195 и 240 лет;
- по величине вулканического энергопотока – 6, 10, 30-36, 70 и 250 лет.

Чтобы добиться стационарности, убрать случайный шум, который может «забыть» существенные собственные циклы в периодограмме, исходные данные сгладили скользящим средним (размер окна осреднения составил 5 лет) и удалили линейный тренд.

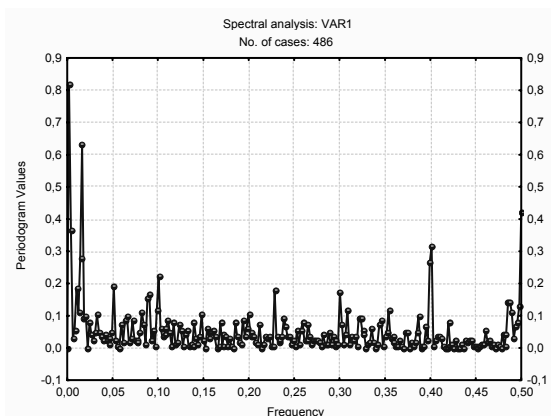


Рис. 5. Результаты спектрального анализа числа сообщений о вулканических извержениях с 1501 по 2002 гг.

Наличие базы данных радиоуглеродного датирования вулканических событий делает возможным существенно расширить представления о периодичности (рис. 6-7) этого явления [3,4]. База данных насчитывает более 500 датировок, охватывающих более чем 40000-летнюю историю глобального вулканизма. Однако не вся длина ряда может быть использована в целях статистического анализа из-за больших временных окон, лишенных датировок. Такие окна появляются после 13 000 лет от наших дней. Поэтому для выяснения периодичности проявления вулканизма как по числу событий, так и по выделившейся вулканической энергии ограничились интервалом времени 12 000-13 000 лет.

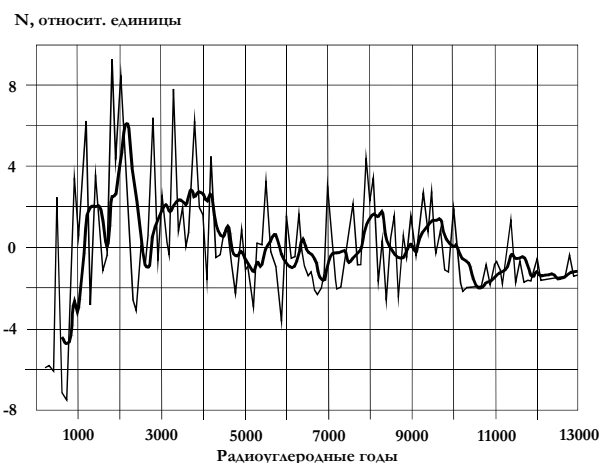


Рис. 6. Вариации интенсивности вулканического процесса по числу событий N (радиоуглеродная хронология)

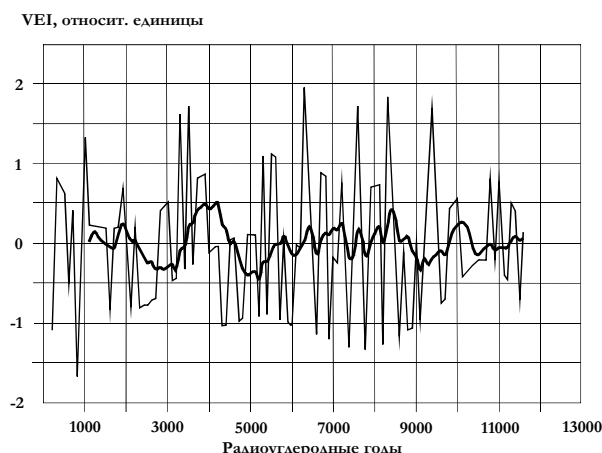


Рис. 7. Вариации интенсивности вулканического процесса по энергии извержений (VEI) (радиоуглеродная хронология)

Из рис. 6-7 следует, что время наиболее активного проявления вулканизма приходится на 2000 лет тому назад по числу извержений и на 4000 лет по энергии. Спектральный анализ показал наличие последовательности гармоник по числу извержений – 200, 500-600, 1100, 1325-1525, 2750 и 5200-6000 лет и 250, 500, 700, 1300, 2350-2750, 3050-3350 и 4150-4650 лет по энергии извержений. Таким образом, удалось получить практически непрерывный ряд гармоник хода вулканического процесса от историко-хронологического ряда данных к радиоуглеродному.

Особый интерес представляют совместные пространственно-временные соотношения между сейсмичностью и вулканизмом как равноправными представителями эндогеодинамики. Согласно современным представлениям о тектонике литосферных плит, эти явления могут не совпадать по времени, поскольку физические условия их проявления принципиально различны. Обратимся к совместному анализу частоты повторяемости и вариаций энерговыделения вулканического и сейсмического процессов. 500-летние выборки по числу зарегистрированных событий этих процессов удовлетворительно коррелируют друг с другом (рис. 8, 9). Взаимная корреляция вулканического и сейсмического энергопотоков описывается уравнением вида

$$\log E_{Eq} = 0.28 \log E_{Volc} + 8.49$$

при $R = 0.47 \pm 0.08$.

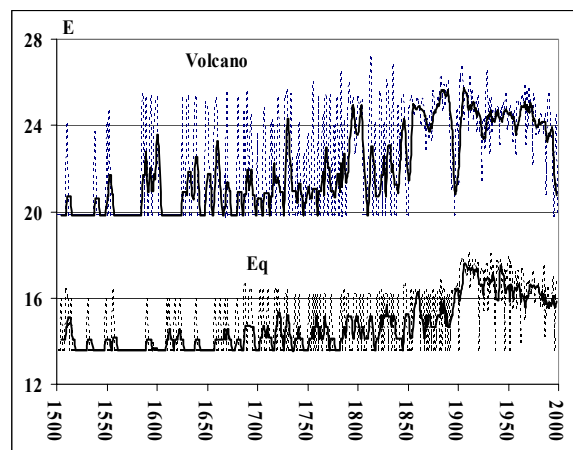


Рис. 8. Сравнение вулканического и сейсмического энергопотоков

Для того чтобы выяснить, действительно ли активизация сейсмического процесса опережает или запаздывает относительно активизации вулканизма, выполнен кросскорреляционный анализ. В результате не выявлено сколько-нибудь закономерной картины в активизации вулканизма и сейсмичности. С большой натяжкой можно говорить, что один процесс запаздывает относительно другого или опережает его по времени на 140-180 лет (рис. 10), вели-

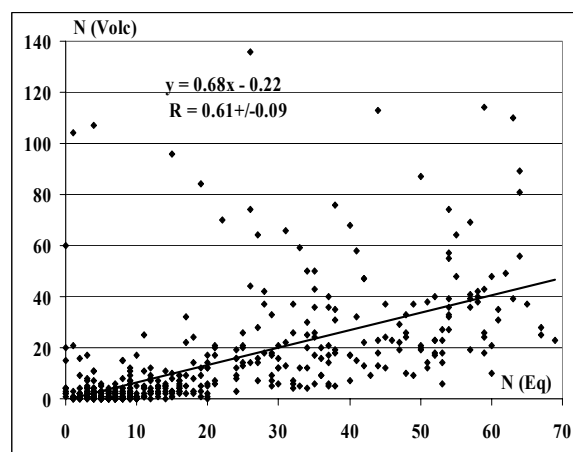


Рис. 9. Взаимная корреляция числа сообщений о вулканических извержениях и землетрясениях

чину небольшую по сравнению со скоростями течения эндогенных процессов в недрах Земли. Кросскорреляция энерго-

потоков (рис. 11) свидетельствует о регулярности совпадения максимумов с периодами 10, 20, 30, 40 лет на фоне более длительного, продолжительностью около 400-500 лет.

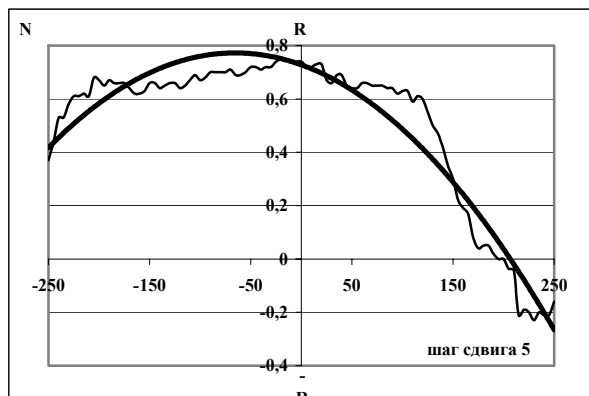


Рис. 10. Кросскоррелограмма числа сообщений об ощутимых землетрясениях и вулканических извержениях

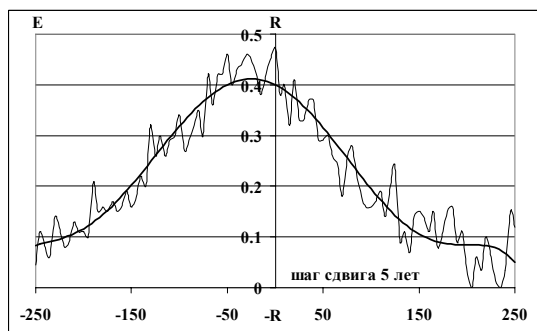


Рис. 11. Кросскоррелограмма величин сейсмического и вулканического энергопотоков

Таким образом, в результате выполненных исследований создана описательная и цифровая база данных о динамике развития вулканического процесса в мире

за 500 лет. Для ряда исторических вулканических извержений по косвенным признакам оценена энергия. Установлены основные периоды активизации вулканизма по энергопотоку и по числу событий. Проанализированы данные радиоуглеродного датирования вулканических извержений более чем за 40000-летний интервал времени. Выявлены главные гармоники, характеризующие цикличность проявления вулканизма в позднем плейстоцене и голоцене.

Библиографический список

1. Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. – М.: Янус-К, 2002. Т. 3. – 672 с.
2. Гамбурцев А.Г., Гамбурцева Н.Г. Извержения вулканов. Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. – Т. 2. – М.: Научный мир, 1998. – С. 140-142
3. Гущенко И.И. Извержения вулканов мира. – М.: Наука, 1979. – 475 с.
4. Современная геодинамика и гелиогеодинамика. 500-летняя хронология аномальных явлений в природе и социуме Сибири и Монголии /Леви К.Г. [и др.]. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2003. – Кн. II. – 384 с.
5. Экология человека в изменяющемся мире /Отв. ред. В.А. Черешнев. – Екатеринбург: УрО РАН, 2006. – 569 с.
6. <http://www.volcano.si.edu/world/largeeruptions.cfm>
7. <http://www.canadianarchaeology.ca/localc14/c14search.htm>

Рецензент кандидат геолого-минералогических наук, профессор Иркутского государственного технического университета Ю.А. Чернов

УДК 550.361; 362; 551+519.717

Н.В. Вилор¹, А.В. Ключевский², В.М. Демьянович³, В.А. Русанов⁴,
Д.Ю. Шарпинский⁵, С.А. Тащилин⁶

УХОДЯЩИЙ ПОВЕРХНОСТНЫЙ ИК ПОТОК ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ В КОРРЕЛЯЦИОННЫХ СООТНОШЕНИЯХ С ИХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМИ ПАРАМЕТРАМИ

Изучена временная (сезонная) изменчивость уходящего поверхностного ИК потока, измеренная со спутников NOAA и TERRA, на сейсмоактивных разломах Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Вариации квазистационарных уходящих ИК потоков составляют 98.5 – 112.2 мВт/м².стр.мкм в диапазоне 8-10 мкм. В спектре ИК потока разломов выделены низкочастотная и высокочастотные компоненты. Интегральные величины сейсмологического параметра региональной трещиноватости-проницаемости и мощности низкочастотной компоненты потока имеют значимую статистическую связь, которая объясняется тепломассопереносом в зонах динамического влияния разломов.

Ключевые слова: уходящий, поверхностный, ИК поток, сейсмоактивный, разлом, изменчивость, низкочастотная, высокочастотная, компонента, трещиноватость, проницаемость, мощность.

Библиогр. 5 назв. Ил. 6. Табл. 6.

THE OUTGOING SURFACE IR FLUX OF TECTONIC FAULTS IN ITS CORRELATIONS WITH THEIR SEISMOLOGIC PARAMETERS

N.V.Vilor¹, A.V.Kluchevsky², V.M.Demjanovich³, V.A.Rusanov⁴, D.Yu.Sharpinsky⁵, S.A.Tashchilin⁶

The authors examined temporary (seasonal) variability of the outgoing surface IR flux of Baikal rift zone seismoactive faults measured by NOAA and TERRA satellites. Variations of quasistationary outgoing IR fluxes equal 98.5 – 112.2 mW/m².str.μm inside 8-10 μm range. Low frequency and high frequency components are found in the IR flux fault spectrum. The integral magnitudes of a seismological parameter of regional fracturing and permeability and the volume of the flow low-frequency component have a high statistic connection, which is explained by heat and mass transport within zones of fault dynamic influence.

Key words: outgoing, surface, IR flux, seismoactive, fault, variability, low-frequency, high-frequency, component, fracturing, permeability, power.

5 sources, 6 figures, 6 tables.

Крупные, региональные разломы в областях высокой тектонической активности из различных частей северного полушария выделяются интенсивным уходящим поверхностным инфракрасным излу-

чением (ИК), которое является их фундаментальным неотъемлемым свойством. Физика излучения тонкого слоя поверхности разломов предполагает его зависимость от ряда факторов. Выявление связи

¹Вилор Николай Васильевич – доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник института геохимии СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а, тел.: (3952)383577, e-mail: vilor@igc.irk.ru

²Ключевский Анатолий Васильевич – кандидат технических наук, старший научный сотрудник института земной коры СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, e-mail: akluchev@crust.irk.ru

³Демьянович Владимир Михайлович – научный сотрудник института земной коры СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128.

⁴Русанов Вячеслав Анатольевич – доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник Института динамики систем и теории управления СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 134, тел.: (3952) 511581, e-mail: vrusanov@mail.ru

⁵Шарпинский Дмитрий Юрьевич – научный сотрудник института динамики систем и теории управления СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 134.

⁶Тащилин Сергей Анатольевич – научный сотрудник института солнечно-земной физики СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 126, тел.: (3952) 425865, e-mail: sergey@iszf.irk.ru

приразломных региональных ИК аномалий, фиксируемых радиометрами спутников серий NOAA и TERRA, с температурой поверхности и деформационными свойствами субстратов, изучаемых сейсмологическими методами, формулирует цель данного исследования. Связь между этими характеристиками вскрывается в изучении временной изменчивости уходящего ИК потока, сопоставлении яркостной температуры излучения с температурой поверхности и с вариациями потока по простиранию разломов. В качестве исходной причины устанавливаемых геофизических аномалий выступают деструктивные сейсмологические и тепловые свойства субстратов в зонах сейсмоактивных разломов.

Рассмотрены сезонные и пространственные колебательные характеристики уходящего поверхностного ИК потока крупных региональных сейсмоактивных разломов БРЗ. Определены пространственно-временные изменчивости параметра их деструкции – региональной трещиноватости-проницаемости, коррелирующей с интенсивностью ИК потока, и ее вариации, совпадающие с вариациями уходящего ИК излучения.

Однако наиболее острой проблемой является установление колебательных характеристик интенсивности ИК излучения активных разломов и связи их с изменчивостью региональных элементов геологической структуры БРЗ при использовании данных дистанционного зондирования Земли и наземных гео-

физических измерений. В состав представленной информации включено описание временных и пространственных вариаций ИК эмиссии таких элементов поверхностной геоструктуры БРЗ, как крупные региональные разломы и краевой шов на южном ограничении Сибирской платформы, а также расчет характеристик излучения и колебательных свойств уходящего поверхностного ИК потока, обнаружение и прослеживание аналогичных особенностей рассматриваемых разломов методами очаговой сейсмологии.

Методика исследований. Развиваемый подход к изучению колебательных характеристик ИК потока основан на совместном изучении повышенного уходящего ИК излучения структурных элементов земной поверхности с его математическим моделированием. Инструментальной основой для изучения этого природного феномена являются изображения поверхности, передаваемые по 5 каналам от искусственных спутников Земли – космических аппаратов серий NOAA и TERRA, в том числе по тепловым каналам 3.7, 8 и 10-11 мкм от радиометров AVHRR и MODIS. Для наиболее полного исключения влияния солнечного нагрева поверхности Земли при съемке собственного уходящего ИК-излучения земной поверхности использовано позднее ночное время второй половины осеннего сезона и начала зимы. Обработаны как отдельные безоблачные сцены, так и мультिवременной композитный имидж, разработанный на

¹Vilor Nikolay Vasiljevich, a doctor of geological and mineralogical sciences, a principal research worker of the Institute of Geochemistry named after A.P. Vinogradov of Siberian Department of Russian Academy of Sciences, 1a Favorsky St., Irkutsk, 664033. Home tel.: (3952) 383577, e-mail: vilor@igc.irk.ru

²Kluchevsky Anatoliy Vasiljevich, a candidate of technical sciences, a senior research worker of the Institute of the Earth's crust of Siberian Department of Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St., Irkutsk, 664033, e-mail akluchev@crust.irk.ru

³Demjanovich Vladimir Mihailovich, a scientific worker of the Institute of the Earth's crust of Siberian Department of Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St., Irkutsk, 664033.

⁴Rusanov Vyacheslav Anatoljevich, a doctor of physical and mathematical sciences, a principal research worker of the Institute of System Dynamics and Control Theory of Siberian Department of Russian Academy of Sciences, 134 Lermontov St., Irkutsk, 664033. Tel.: (3952) 511581, e-mail: vrusanov@mail.ru

⁵Sharpinsky Dmitry Yurjevich, a research worker of the Institute of System Dynamics and Control Theory of Siberian Department of Russian Academy of Sciences, 134 Lermontov St., Irkutsk, 664033.

⁶Taschilin Sergey Anatoljevich, a research worker of the Institute of Solar and Earth Physics of Siberian Department of Russian Academy of Sciences, 126 Lermontov St., Irkutsk, 664033. Tel.: (3952) 425865, e-mail sergey@iszf.irk.ru

основе многолетнего архива изображений в сезон поздней осени-зимы при удлинённом ночном времени и значительном радиационном остывании поверхности.

При использовании *тепловой космической съёмки (ТКС)* как перспективного направления по изучению физических свойств сейсмоактивных секторов континентальной коры наряду с традиционными методами и приемами привлечены новые методические подходы, специально приспособленные к задачам данного исследования. Так применен оригинальный метод временных поперечных профилей для определения уровня зависимости интенсивности уходящего ИК потока разломов от средней термодинамической температуры поверхности. Профильные измерения проведены на протяженности 5 участков с наиболее контрастно выраженным уходящим излучением на Тункинском, Баргузинском, Приморском, Верхне-Ангарском разломах БРЗ и на юго-западном фазе краевого шва Сибирской платформы. Дальнейшее развитие метода позволило использовать кривые временных вариации температурных градиентов для вычисления квазистационарных уходящих ИК потоков данных разломов. Обнаружена ранее неизвестная пространственная изменчивость интенсивности уходящего ИК излучения по простиранию разломов. Измеренная на композитном имидже, она имеет колебательные свойства. В специально разработанной программе «Спектр» при математическом моделировании распределения поверхностного ИК потока разломов для наиболее мощного спектрального интервала 10 мкм в качестве программной среды была применена вычислительная система MATLAB (пакет Signal Processing Toolbox), реализованная в серийных расчетах. Появление этого программного продукта открыло возможность для спектрального анализа колебательных свойств ИК излучения разломов с выделением низко- и высокочастотных групп, различающихся по интегральной мощности.

На небольшие мощности уходящего поверхностного ИК потока, несомненно,

воздействует сезонная термодинамическая температура деятельного слоя грунтов. Для оценки этого влияния на профилях, ориентированных через Тункинский, Приморский, Баргузинский разломы и юго-западную часть краевого шва Сибирской платформы, измерены среднемесячные интенсивности ночного ИК излучения с сентября по март, во время с наименьшим влиянием остаточного солнечного прогрева. Спутниковые определения яркостной температуры заверены наземными измерениями температуры с точностью до 0.5°C на Тункинском разломе в ночное осеннее время, наиболее благоприятное для спутниковых наблюдений. Особенности латеральной изменчивости ИК потока оценены способом определения их максимумов через 1 минуту географической широты или долготы по простиранию разломов и краевых структур. Спектральный анализ для выявления периодичности и получения колебательных характеристик процесса проведен методом математического моделирования в программе «Спектр». Для объяснения физической природы частотных компонент уходящего ИК потока выполнен расчет параметра d (показателя региональной трещиноватости – проницаемости) на основе банка данных о сейсмичности изучаемых активных разломов с 1968 по 1994 г. Проведенные расчеты приводят к заключению о временном дрейфе экстремумов d в зонах динамического влияния разломов. Примененный впервые способ вычисления интегральных величин ИК потока и показателя трещиноватости – проницаемости по программе «Спектр» в сочетании с их корреляционным анализом дал основание для суждения о пространственной совместности их экстремумов.

Временная зависимость уходящего поверхностного ИК потока сейсмоактивных разломов. Изменения температурных сезонно-градиентов ИК потоков меньше на разломах, чем на днище рифтогенных впадин (рис. 1). На Тункинском разломе, формирующем крутой северный борт одноименной впадины, при неширокой

зоне динамического влияния (ЗДВР) нарушения интенсивности ИК потока и яркостная температура представлены одно-модальным экстремальным графиком.

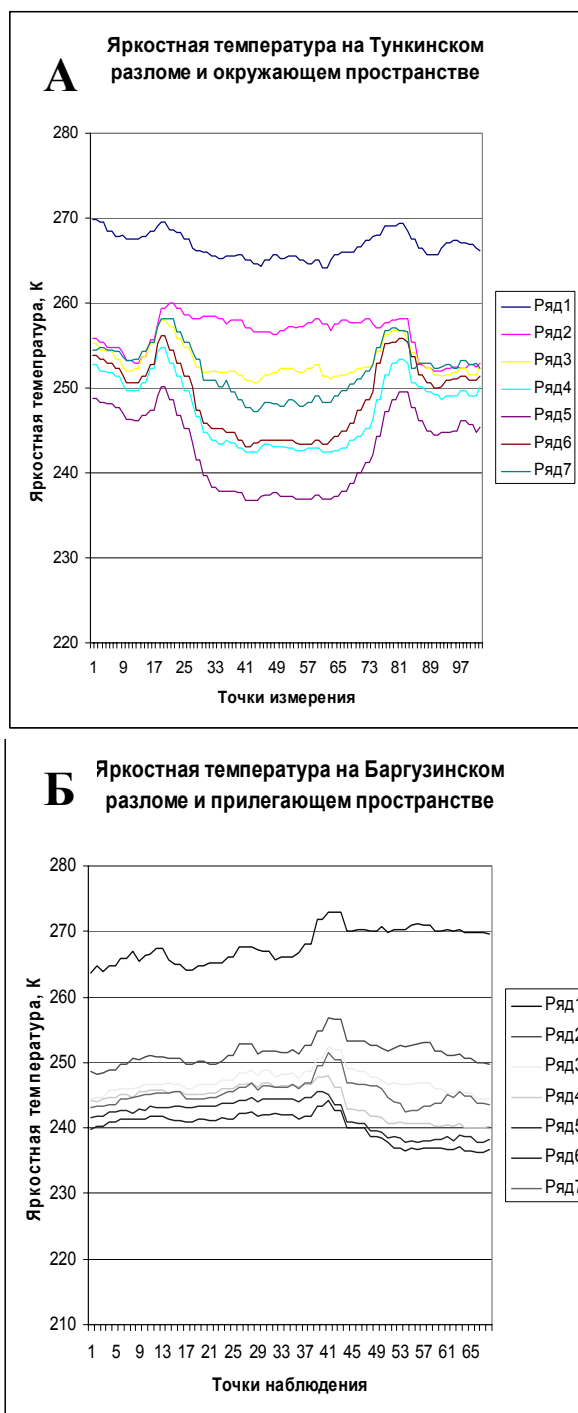


Рис. 1. Яркостная температура уходящего ИК потока на Тункинском (А) и Баргузинском (Б) разломах в зависимости от времени съемки с ИСЗ NOAA и TERRA
Ряды: 1 – сентябрь, 2-октябрь, 3- ноябрь, 4- декабрь, 5-январь, 6-февраль, 7 – март

На противоположном борту впадины Южный контурный разлом экспонирован более широкой ЗДВР на склонах меньшей крутизны. Ему свойственно расширение максимума излучения. Баргузинский разлом, представленный кулисно-построенной зоной граничных сбросов, к которой приурочен северо-западный борт одноименной впадины, имеет расширенную конфигурацию в общем одномодального графика уходящего ИК потока. Повышенная интенсивность ИК излучения на краевом шве платформы охватывает пространство от граничной зоны разломов и несогласий и распространяется на всю сложную структуру нижнепротерозойско-архейского краевого Шарыжалгайского кристаллического выступа цоколя платформы. Общая ширина ареальной полосы повышенного излучения в Присянском среднегорье достигает 35 км.

Термодинамическая температура по-верхности разлома. Яркостные поверхностные температуры Тункинского разлома (рис. 2), измеренные со спутников, подтверждены наземными измерениями на 3-х пунктах: 1) в залесенном сейсмогенном рве на сместителе разлома (сейсмостанция «Аршан» Байкальский филиал Геофизической службы СО РАН), 2) в лесном массиве в 11 км от разлома и 3) на метеостанции Росгидромета «Тунка» в 19 км от раз-

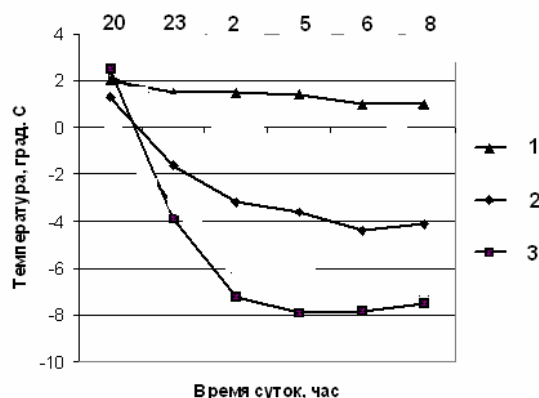


Рис. 2. Температура (°C) грунта на поверхности Тункинского разлома и его периферии.

Измерения проведены 8-9. 10.2007: 1 – на сместителе (сейсмогенный ров); 2 – дополнительная станция (11 км); 3 – метеостанция «Тунка» (19 км). Профиль пройден на юг от Тункинских Гольцов

лома. Измерения температуры с точностью до 0.5°C в точках наблюдения проводились одновременно на всех пунктах. При относительном постоянстве температуры на разломе значительное охлаждение поверхности происходит за пределами области, прилегающей к сместителю регионального тектонического смещения. Разности поверхностных температур разлома и его периферии, равные 6°C , соответствуют различиям яркостных температур, вычисленных по данным, полученным при пролетах спутников. Флуктуации интенсивности ИК потока на поперечных к разлому профилях измерений составляют не более $0.5\text{--}1\text{ мВт/м}^2\cdot\text{срд.мкм}$.

На величину измеряемого уходящего поверхностного ИК потока разлома влияет средняя термодинамическая температура местности [2], особенно на зимнем минимуме (табл. 1). в ИК диапазоне 10 мкм . Ее график резко изменяет угол наклона от крутого с градиентом $1.4\text{--}2.2\text{ мВт/м}^2\cdot\text{град}$ в сентябре-октябре до минимума $0.011\text{--}0.67\text{ мВт/м}^2\cdot\text{град}$ в октябре-ноябре и последующим повышением до $0.31\text{--}2.7\text{ мВт/м}^2\cdot\text{град}$ в зимние месяцы по март включительно.

Таблица 1

Зависимость ИК потока от температуры на
Тункинском разломе

Месяц	Средняя температура, $^{\circ}\text{C}$	ИК поток, $\text{мВт/м}^2\cdot\text{срд.мкм}$
Сентябрь	7.4	68.195
Октябрь	-1.4	57.485
Ноябрь	-14.9	55.445
Декабрь	-24.5	51.620
Январь	-27.3	46.530
Февраль	-23.3	53.150
Март	-11.6	55.445

Неоднородности распределения уходящего поверхностного ИК потока по протяженности сейсмоактивных разломов. Вариации интенсивности уходящего ИК излучения по простиранию разломов проявлены, главным образом, в отношении их амплитуды (рис. 3) и объединяются в три группы: единичные крупные глубокие

минимумы; высокочастотные с амплитудой не более $0.5\text{--}1.5\text{ мВт/м}^2\cdot\text{срд.мкм}$; низкочастотные региональные с длиной волны от 64 до 300 километров и с амплитудой до $2\text{--}3.8\text{ мВт/м}^2\cdot\text{срд.мкм}$.

Вариации первой группы сопряжены с пересечением разломов крупными речными долинами или плотно сближенными менее значительными водотоками. Вторая группа коррелирует с локальными неоднородностями рельефообразующих форм и погрешностями измерений, а третья – с региональными изменениями геолого-структурной ситуации.

При полосовидном и ареальном распределении интенсивного ИК излучения фиксируются кратковременные, неустойчивые узколокальные аномалии, на $5.5\text{--}7.5\text{ мВт/м}^2\cdot\text{срд.мкм}$ превышающие повышенный уровень на краевом шве платформы. На северной периферии Приморского разлома в долине р. Сарма отмечается локальная январская аномалия, на $7\text{ мВт/м}^2\cdot\text{срд.мкм}$ превышающая фон, равный $37\text{ мВт/м}^2\cdot\text{срд.мкм}$. Мартовские яркости ИК потока в южной части и на периферии этого разлома превысили поверхностное излучение от оз. Байкал, равное $42\text{--}43\text{ мВт/м}^2\cdot\text{срд.мкм}$, на $6.5\text{--}8.5\text{ мВт/м}^2\cdot\text{срд.мкм}$. Локальные аномалии обычно с поперечником 2-3 км располагаются на вершинах гор, гребнях узких отрогов, на водоразделах, сложенных основными и карбонатными горными породами.

Анализ композитных среднемесячных изображений за период 2003-2005 гг., показал, что на Тункинском разломе местоположение контрастов меняется по высоте рельефа в пределах 3-х пикселей. С привлечением дневных среднемесячных изображений-композитов рассчитаны средние значения контрастов дневных и ночных температур. При сравнении вычисленных значений тепловой инерции с табличными значениями известных типов подстилающей поверхности положительные контрасты радиояркостной температуры соотнесены с водой, увлажненными почвами, темнохвойным лесом, гранитом и базальтом. На территориях с аридным и

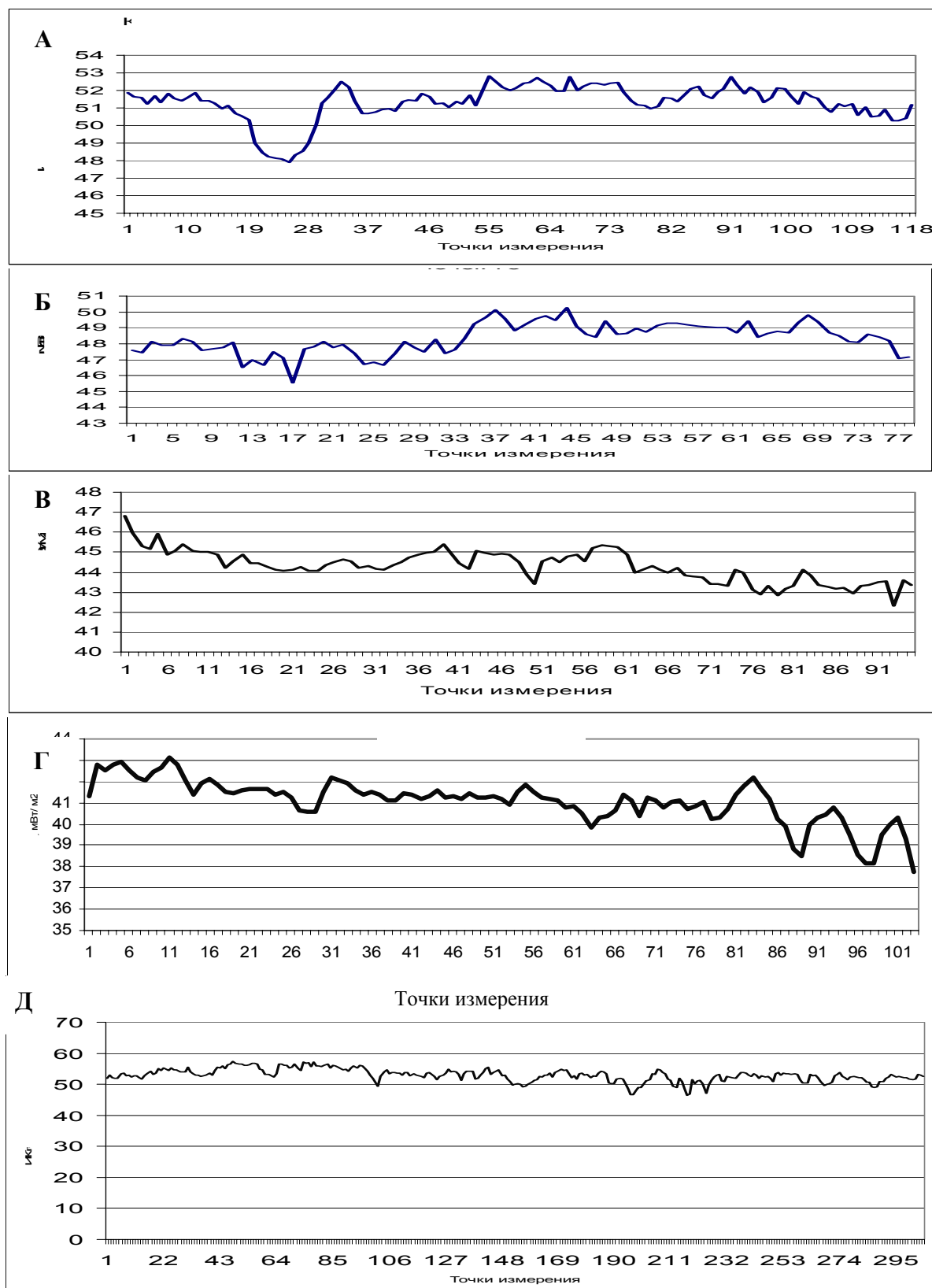


Рис. 3. Величина ИК потока ($\text{мВт/м}^2 \cdot \text{стр.мкм}$) по простиранию крупных разломов БРЗ:
 А-Тункинского, Б-Приморского, В-Баргузинского, Г-Верхне-Ангарского, Д-краевого шва ЮЗ фаса
 Сибирской платформы. Абсциссы – точки измерения, ординаты – уходящий ИК поток,
 $\text{мВт/м}^2 \cdot \text{стр.мкм}$

гумидным климатом путем пространственного совмещения ИК изображений (AVHRR) с изображениями в видимой части спектра с высоким пространственным разрешением (ИСЗ "Landsat" (28,5 метра) и "Ikonos" (4 метра)) в программе «Google Earth» показано, что контрасты измеряемых температур соотносятся с различными составами подстилающих поверхностей.

Распределение параметра d – показатель региональной проницаемости – трещиноватости в зонах динамического влияния разломов (ЗДВР). Ранее приведены доказательства [3] отчетливой корреляции структурных особенностей распределения интенсивности уходящего ИК потока и изменений параметра d – показателя региональной проницаемости-трещиноватости субстрата ЗДВР. Новый шаг в исследовании этого свойства разломов состоит в изучении его временной изменчивости, характеризующей деформированное состояние литосферы по данным очаговой сейсмологии [5]. Параметр d – показатель региональной проницаемости-трещиноватости определен в локальных ячейках среды размером 60×30 км вдоль зон Баргузинского, Тункинского и Верхне-Ангарского разломов. Расчеты выполнены с шагом в 15 км, а значения параметра d приписаны центрам ячеек. Представленные на рис. 4 пространственно-временные графики вариаций параметра d за три периода наблюдений по 9 лет с 1968 по 1994 годы отражают изменения деформированного состояния, происходящие в структуре субстрата и создающие отличия уровней d . Распределение данного показателя деструкции свидетельствует о пространственной неоднородности и временных вариациях состояния проницаемости-трещиноватости недр в ЗДВР. Связь между параметром d и интенсивностью уходящего поверхностного ИК потока разломов I , выявленная статистическими расчетами, обусловлена, вероятно, свойствами процесса тепло-массопереноса в зонах тектонических нарушений.

Обсуждение результатов исследований

Квазистационарные уходящие ИК потоки разломов. Временному распределению градиентов ИК потока свойственно октябрь-ноябрьское понижение – сезонный минимум и увеличение как при снижении термодинамической температуры ниже 0, так и при ее повышении (табл. 2).

Таблица 2

Градиенты ИК-потока в зависимости от изменения средней термодинамической температуры (Δt °C), $\text{Grad} = \Delta I / \Delta t$ °C

Месяц	Разлом	ΔI	Δt °C	Grad
Сентябрь-октябрь	Тункинский	12	8,8	1,36
	Баргузинский	20,08	9	2,23
	Краевой шов	14,06	8,3	1,9
	Приморский	10,56	6,9	1,53
Октябрь-ноябрь	Тункинский	1,25	13,5	0,093
	Баргузинский	7,05	12,5	0,56
	Краевой шов	-0,11	10,3	0,011
	Приморский	6,62	9,9	0,67
Ноябрь-декабрь	Тункинский	3,44	9,6	0,31
	Баргузинский	4,10	9,9	0,41
	Краевой шов	3,28	6,0	0,54
	Приморский	14,12	5,2	2,72
Декабрь-январь	Тункинский	4,84	2,8	1,73
	Баргузинский	3,34	5	0,69
	Краевой шов	4,78	2	2,39
	Приморский	7,56	4,5	1,68

Наименьшая величина приращений ΔI и градиентов **Grad** выделяет некоторое значение уходящего ИК потока, постоянное для каждого разлома при наименьшем влиянии термодинамической температуры деятельного слоя поверхностного грунта. Эта константа соответствует квазистационарному ИК потоку – I_{const} . Квазистационарные потоки разломов являются характеристиками их собственного поверхностного ИК излучения. Их величина суммируется в диапазоне 8-10 мкм, исходя из того обстоятельства, что интенсивность потока ИК излучения с длиной волны 8 мкм соответствует доле, равной 0.846 от таковой у потока в диапазоне 10 мкм (табл. 3).

Статистически значимые различия потоков, равные 5-17 мВт/м².срд.мкм, обусловлены как величиной потока, так и свойствами излучающих слоев на поверхности разломов.

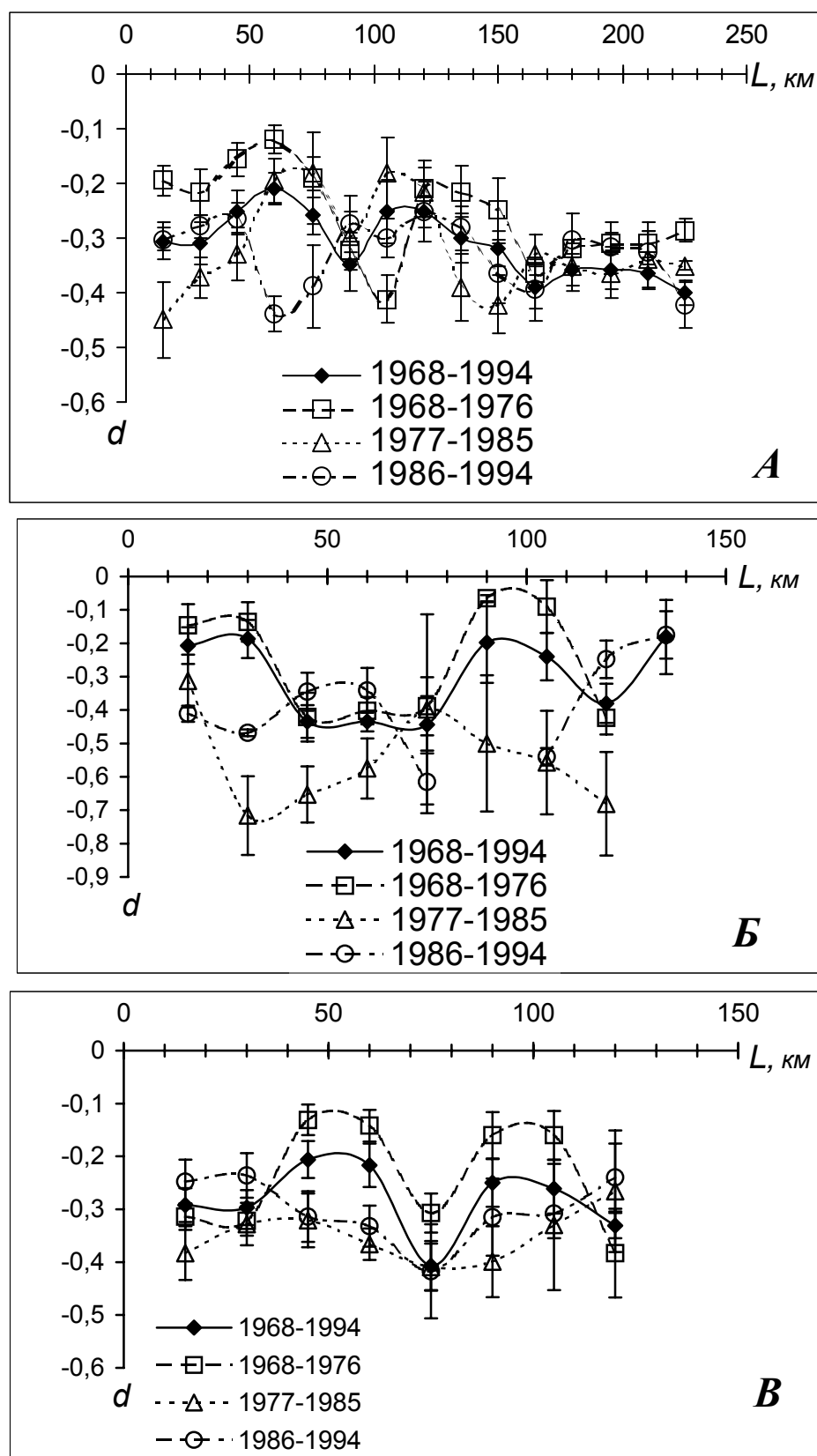


Рис. 4. Графики вариаций параметра d ЗДВР, разломы: Баргузинский (А), Тункинский (Б), Верхне-Ангарский (В) за период 1968-1994 гг. на трех девятилетних интервалах: 1968-1976, 1977-1985 и 1986-1994 г. L – протяженность разломов, км

Таблица 3

Квазистационарные поверхностные уходящие ИК потоки (мВт/ м²срд.мкм) крупных региональных разломов БРЗ

Разлом	10 мкм	Суммарный: 10 мкм + 8 мкм
Тункинский	55.811	103.027 ± 2.22
Приморский	60.803	112.242 ± 3.492
Баргузинский	53.344	98.473 ± 1.525
Краевой шов платформы	55.831	103.064 ± 0.947

Уходящий поверхностный ИК поток, измеряемый спутниковыми радиометрами (I_{det}), отличается от квазистационарного потока (I_{const}) на величину ΔI , которая в зависимости от термодинамической температуры может быть положительной или отрицательной (рис. 5).

Графики зависимости ΔI от термодинамической температуры на всех разломах имеют ступенчатый облик. Области приращений ИК потока с противоположными знаками появляются вследствие изменения измеряемого потока при воздействии свойств деятельного слоя грунта. Измеряемый уходящий поток, таким образом, представлен суммой основной

константы (I_{const}) и приращений ΔI (см. рис. 5), зависящих от термо-динамической температуры местности в момент съемки со спутника, т.е. $I_{det} = I_{const} + \Delta I$.

Физическая природа ΔI определяется свойствами тепловой инерции излучающего слоя и потоком в субстрате.

Расчет теплоемкости излучающих слоев поверхности разломов. Вариации измеряемого ИК потока (табл. 4) по координате термодинамической температуры имеют в основе толщину излучающего слоя (C_r) и его теплоемкость (C_{pr}).

Теплоемкость – C_{pr} (Дж/ кг.град), представленная как теплосодержание единицы массы излучающего слоя, рассчитана из соотношения:

$$C_{pr} = [(\Delta I_{det} / \Delta t) * \tau] / M, \quad \text{где}$$

Δ – наибольшее изменение или приращение I ;

I_{det} – измеренный со спутника ИК поток (Дж/ м².с);

t – термодинамическая температура, °С;

τ – продолжительность месяца, равная $2.592 * 10^6$ с;

M (кг) – масса излучающего слоя

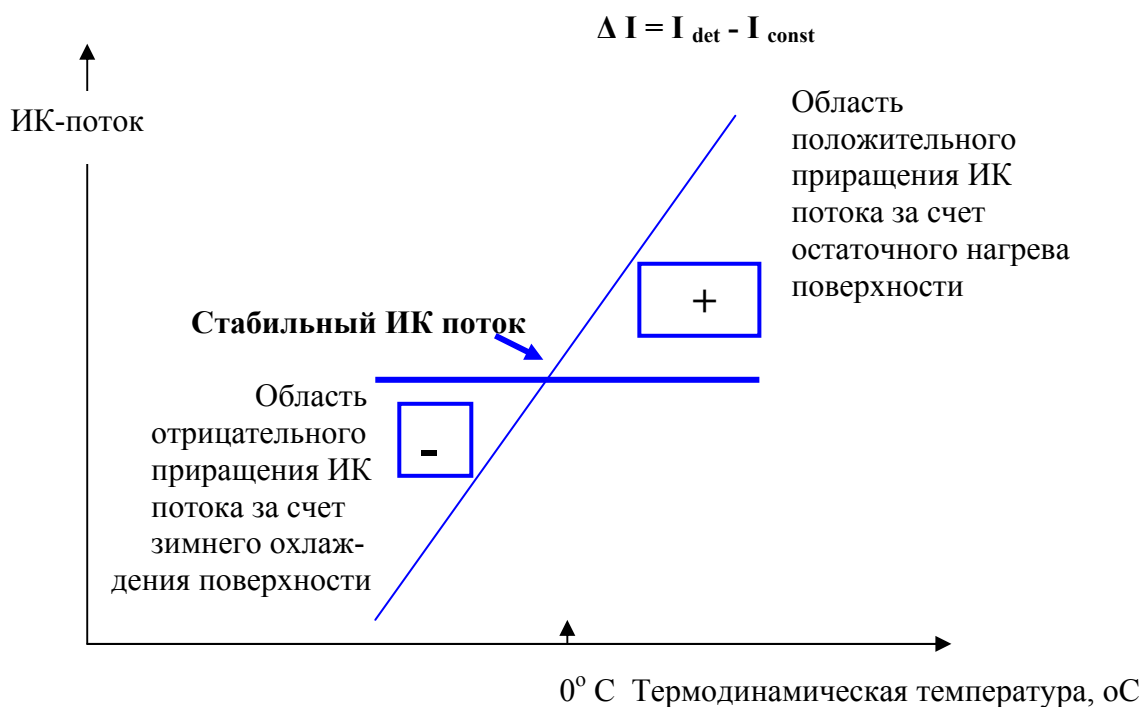


Рис. 5. Изменения интенсивности ИК потока под влиянием температуры деятельного (поверхностного) слоя грунта

Таблица 4

**Рассчитанные толщина и теплоемкость излучающего слоя на поверхности
крупных региональных разломов БРЗ**

Разлом	ΔI , мВт/м ² .срд.мкм	Δt , °C	$C_r \times 10^{-3}$ м	Рассчитанная теплоемкость (Дж/кг.град) при плотностях (кг/м ³)			
				1800	2000	2300	2500
Тункинский	12 (сент-окт)	8.8	2	982.1	883.4	768.6	707.1
Приморский	10.56 (сент-окт)	6.9	2	1102.32	992.08	901.9	793.67
	6.62 (окт-нояб)	8.9	1	1072.8	965.5	877.72	772.4
	14.11(нояб-дек)	5.2	3.75	1057.44	946.30	822.83	757.04
Баргузинский	20.07 (сент-окт)	9	2.75	1168.23	1051.40	914.26	841.54
Краевой шов платформы	14.01 (сент-окт)	8.3	2.2	1104.21	993.74	864.17	795.00

Примечание: (сент-окт) и т.д. – временные интервалы расчета ΔI .

площадью в 1 м² при определяемой толщине C_r в интервале 1-4 мм.

Вычисленные теплоемкости поверхностного слоя излучающего субстрата разломов (см. табл. 3) близки к таковым для тяжелых каменистых суглинистых почв [4]. Толщина излучающего слоя при отрицательных термодинамических температурах варьирует от 1 до 3.75 мм. Интервал принятых в расчет плотностей дезинтегрированного субстрата составляет 1.8 - 2.5 т/м³ [4].

Колебательные свойства уходящего поверхностного ИК потока разломов. Наблюдаемые величины ИК потока изменяются по латерали разломов при воздействии форм рельефа и геолого-структурной ситуации. Они измерены на мультимедийном имидже с применением про-

граммного комплекса «ENVI.4». Спектральные характеристики ИК потока определены по программе «Спектр», специально разработанной для анализа данных орбитального мониторинга. Фильтрация низкочастотных колебаний проведена через расчет полиномов (табл. 5). Высоко-частотные колебания оценены методами Уэлша и Томсона [1]. В соответствии с выделением этих спектральных областей вычислены интегральные мощности ИК-излучения как в низкочастотной, так и в высокочастотной геометрических группах колебаний. Фильтрация групп разделяет вклад мощностей высоко- и низкочастотных компонент ИК потока (табл. 5).

Мощность низкочастотной геометрической компоненты превосходит с коэф-

Таблица 5

Рассчитанные колебательные свойства уходящего поверхностного ИК потока региональных разломов БРЗ

Разлом	Длина, км	Тип (кине- мати- ка)	Диапазон колебаний (геометрических)					
			Длинноволновый			Коротковолновый		
			Длина волны, км	Амплиту- да, мВт/м ² стр.мкм	Мощ- ность, мВт/м ² стр.мкм	Длина волны, км		Мощ- ность, мВт/м ² стр.мкм
						Способ расчета		
						Томсона	Уэлша	
Тункинский	130	сбросо-сдвиг	94	2.1	308350	40; 20; 8	20; 10	78.661
Приморский	200	сдвига-сброс	78	2.1	179943	50;14; 10	20	27.420
Баргузинский	200	сброс	64	1.5 - 2	184450	40;16	20; 13	13.358
Верх. -Ангар- ский	95	сброс	> 200	> 3.8	172376	40;16; 9	10	32.848
Краевой шов платформы	300	сбросо- сдвиги	300	3.5 -3.6	854262	167;50; 17; 7	23; 9; 7; 6	692.406

Примечание: в коротковолновом диапазоне амплитуда колебаний не превышает 0.1 – 0.25 мВт/м² стр.мкм.

фициентом от 1.23×10^3 до 1.49×10^5 мощность высокочастотной. В целом же общая рассчитываемая мощность, интегрированная по учтенной длине разломов для спектрального ИК диапазона 8-10 мкм достигает $318 \text{ Вт/м}^2 \text{ стр.мкм}$ у Верхне-Ангарского разлома и $1577 \text{ Вт/м}^2 \text{ стр.мкм}$ – на краевом шве платформы.

Корреляционные соотношения уходящего ИК потока и сейсмологических параметров. Параметр d характеризует соотношение чисел сейсмических толчков, имеющих различные значения коэффициента формы дислокации, и информирует о деформированном состоянии среды по данным совокупности землетрясений в исследуемом объеме литосферы. На рис. 4 приведено его распределение, рассчитанное за 1968-1994 гг. При совместном рассмотрении выборок d и измеренных значений уходящего поверхностного ИК потока на композитном мультивременном имидже установлено линейное соотношение между ними вдоль краевого шва Сибирской платформы с коэффициентом корреляции $\rho \approx 0,36$ ($n=21$, число коррелируемых пар точек) [2]. В сейсмогенных впадинах БРЗ коэффициент корреляции $\rho \approx 0.51$ ($n=24$). Графики параметра d (рис. 4) отражают пространственную и временную неоднородность этого показателя, соотносимую с колебаниями уровня региональной проницаемости-трещиноватости. Для девятилетних интервалов по временным кривым параметра d в программе «Спектр» рассчитаны интегралы данного параметра на трех крупных разломах (табл. 6).

Прямая статистическая зависимость интегралов параметра d и приведенных интегралов мощности длинноволновой геометрической компоненты ИК потока по данным из табл. 4 оценивается величиной коэффициента корреляции, равной 0,64. На карте значений d на девятилетних временных сечениях очевиден временной дрейф его экстремумов (рис. 6). Предполагается, что расположение максимумов контролирует интенсивность ИК потока, соответствующую длинноволновой геометрической компоненте. Значимая связь мощности

Таблица 6
Рассчитанные интегралы интенсивности уходящего поверхностного ИК потока (10 мкм) и параметра региональной трещиноватости – проницаемости d крупных разломов БРЗ

Интеграл параметра d	Временной интервал	Интеграл мощности I ($\times 10^5$)	Разлом
1,76	1968-1976	3,0825	Тункинский
6,91	1977-1985	3,0825	
5,54	1986-1994	3,0825	
2,38	1968-1994	3,0825	
1,356	1968-1976	1,8445	Баргузинский
1,66	1977-1985	1,8445	
2,214	1986-1994	1,8445	
1,62	1968-1994	1,8445	
1,14	1968-1976	1,7238	Верхне - Ангарский
2,72	1977-1985	1,7238	
2,05	1986-1994	1,7238	
1,67	1968-1994	1,7238	

уходящего поверхностного ИК излучения с деформационным параметром ЗДВР отражает подтвержденное наземными измерениями термодинамической температуры поверхности влияние теплового потока верхней коры. Вероятно, ИК аномалии, фиксируемые спутниками, на активных региональных разломах ассоциируют с процессами тепломассообмена, происходящими в интервале глубин, соответствующем расположению гипоцентров учтенных землетрясений.

Закключение. На основе сезонно-временной корреляция интенсивности уходящего поверхностного ИК потока региональных разломов БРЗ и термодинамической температуры местности выявлена зависимость температурных градиентов ИК потока от состояния деятельного слоя грунта, воздействующего на квазистационарные ИК потоки, обусловленные тепломассопереносом по зонам динамического влияния разломов. Приразломные повышения – аномалии яркостной температуры уходящего ИК излучения, фиксируемые со спутников, подтверждены наземными измерениями в период, наиболее благоприятный для орбитальных наблюдений.

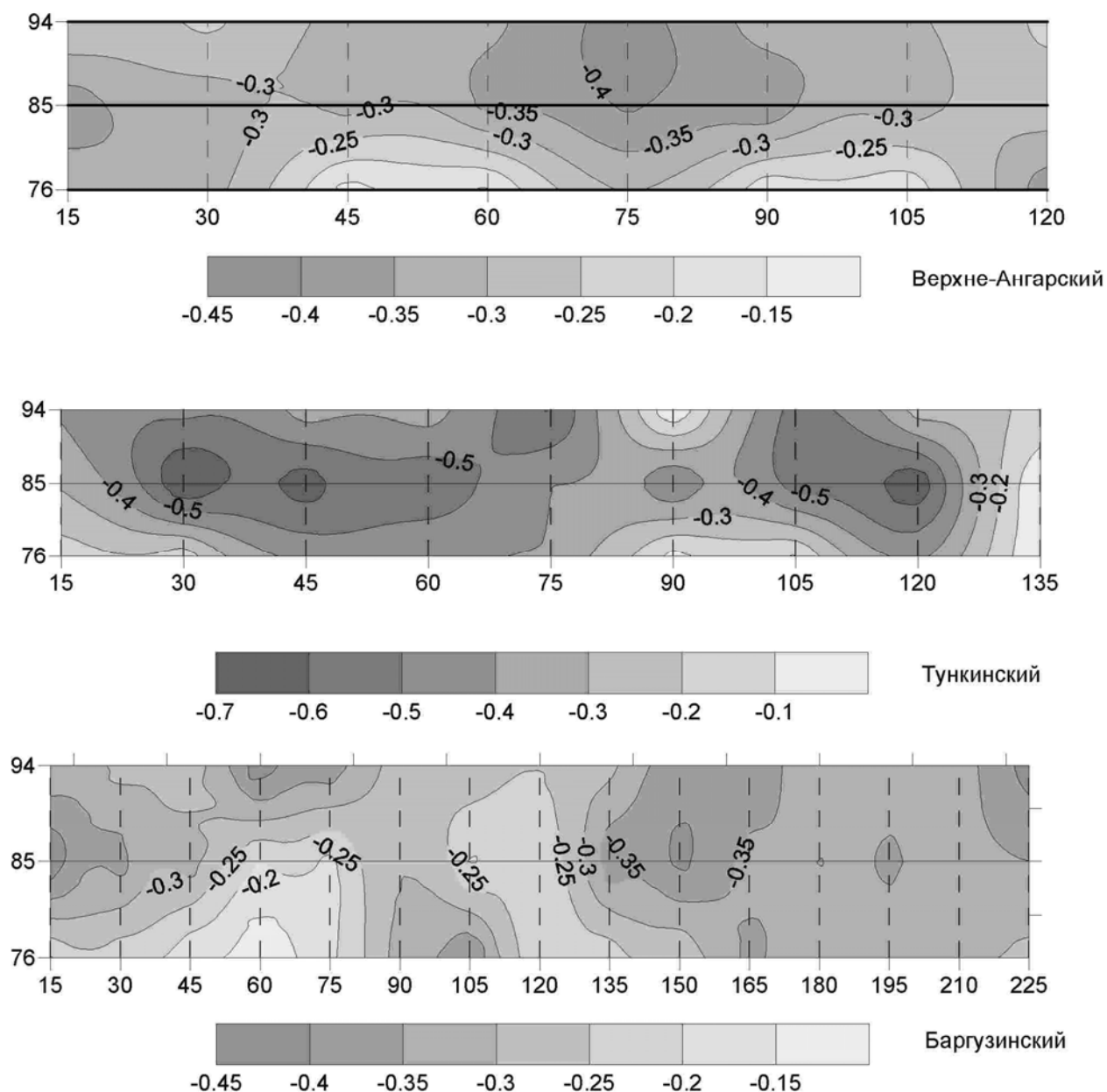


Рис. 6. Карты распределения величин параметра d по протяженности разломов БРЗ для 3-х временных интервалов: 1976, 1985 и 1994 годов

Количественно оцененные колебательные вариации уходящего ИК потока по простиранию крупных разломов БРЗ выражаются низко- и высокочастотными компонентами с различающимися длинами геометрических волн. Рассчитанная интегральная мощность первой, низкочастотной длинноволновой разновидности на 3-5 порядков превосходит мощность второй компоненты. Пространственно-временная неоднородность распределения региональной трещиноватости-проницаемости в зонах разломов, впервые установленная на осно-

ве анализа 27-летнего массива сейсмологических наблюдений по оценке комплекса характеристик землетрясений высоких энергетических классов, имеет интегральные величины, связанные высокой положительной корреляцией с интегральной мощностью низкочастотной длинноволновой компоненты ИК потока. На картах параметра d в зонах сейсмически активных разломов выявлен временной дрейф его экстремумов, коррелирующих с аномалиями ИК излучения. Этим обстоятельством, по-видимому, подтверждается новый важ-

ный вывод о вероятной связи уходящего поверхностного ИК излучения разломов с тепломассопотоком в той части разреза верхней коры и литосферы, деформированной по ЗДВР, где расположены гипоцентры учтенных землетрясений.

Работа выполнена при финансовой поддержке по проекту РФФИ 06-05-65140-а.

Библиографический список

1. Андриевский Б.Р., Фрадков А.Л. Элементы математического моделирования в программных средах MATLAB и SCILAB. – СПб: Наука, 2001. – 286 с.

2. Башалханова Л.Б., Буфал В.В., Русанов В.И. Климатические условия освоения котловин южной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 157.

3. Применение данных дистанционного зондирования при исследовании инфракрасного излучения земной поверхности в областях интенсивного движения блоков литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса / Вилор Н.В. [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – Т. 2. – М.: ООО «Азбука-2000», 2007. – Вып. 4. – С. 134-140.

4. Горный В.И., Шилин Б.В., Ясинский Г.И. Тепловая аэрокосмическая съемка. – М.: Недра, 1993. – С. 127.

5. Ключевский А.В., Демьянович В.М. Сейсмореформированное состояние земной коры Байкальского региона // Доклады РАН. - 2002. - Т.382. №6. – С. 816-820.

Рецензент доктор геолого-минералогических наук, профессор Иркутского государственного технического университета Р.М.Лобацкая

УДК 553.3/.4:553.061(571.51)

Н.С. Доничева¹, А.П. Кочнев²

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ НОРИЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Проведен морфометрический анализ рельефа территории Норильского рудного района, составлен комплект геоморфологических карт и неотектонических схем центральной части района. Выделены и описаны морфоструктуры разного порядка, рассмотрена их пространственная связь с выходами рудоносных интрузий.

Ключевые слова: рудный район, геоморфология, неотектоника, морфометрия, морфоструктуры.

Библиогр. 7 назв. Ил. 5.

GEOMORPHIC AND NEOTECTONIC PECULIARITIES OF THE TERRITORY OF NORILSK ORE AREA

N.S Donicheva¹, A.P Kochnev²

The authors carried out a morphometrical analysis of Norilsk ore area relief. They made a set of geomorphological maps and neotectonic shemes of the central part of the region. The authors distinguished and described morphostructures of different order, considered their spatial relationship with the outcrop of ore-bearing intrusions.

Key words: ore area, geomorphology, neotectonics, morphometry, morphostructures.

7 sources. 5 figures.

Норильский рудный район, известный своими сульфидными месторождениями меди и никеля (Норильск-1, Талнахское, Ок-тябрьское), приурочен к северо-западной окраине Сибирской платформы. Внимание к району и его многоплановое изучение обусловлены как промышленной ценностью медно-никелевых месторождений, так и своеобразной геологической позицией района, особенностями его строения и развития.

В геологическом строении района принимают участие разновозрастные осадочно-вулканогенные образования – от докембрия до антропогена включительно.

Протерозойские комплексы в Норильском районе слагают Игарский выступ, представленный преимущественно карбо-

натными и вулканогенными толщами мощностью 4-7 км, прорванными интрузиями габброидов, сиенитов и лампрофиров. Большинство авторов относят рифейско-вендские образования Игарско-Норильского района либо к геосинклинальным (байкалиды), либо к авлакогенным (перикратонное опускание платформы).

Фанерозойские стратифицированные образования представлены платформенными отложениями терригенно-карбонатного состава мощностью до 8-9 км, в разрезе которых выделяются разновозрастные комплексы: нижнепалеозойские (кембрий-ордовик), среднепалеозойские (силур-карбон), верхнепалеозойские (карбон-пермь), интенсивно насыщенные интрузивными образованиями, позднепалеозой-

¹Доничева Надежда Сергеевна – аспирант Иркутского государственного технического университета, ОАО ГМК «Норильский Никель», г. Талнах, e-mail: nadezhda-geo@inbox.ru

²Кочнев Анатолий Петрович – доктор геолого-минералогических наук, профессор Иркутского государственного технического университета, 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, тел.: (3952)40-51-14, e-mail: kochnev@istu.irk.ru

¹Donicheva Nadezhda Sergeevna, a postgraduate of Irkutsk State Technical University, Public Corporation Mining and Smelting enterprise «Norilsk Nickel», Talnah, e-mail: nadezhda-geo@inbox.ru

²Kochnev Anatoliy Petrovich, a doctor of geological and mineralogical sciences, a professor of Irkutsk State Technical University, 83, 664074. Irkutsk, Lermontov St., tel.: (3952) 40-51-14 (office), e-mail: kochnev@istu.irk.ru

ско-раннемезозойские (пермь-триас) вулканогенные образования мощностью около 4 км. Завершают разрез мезо-кайнозойские и современные осадочные отложения.

В тектоническом плане Норильский промышленный регион приурочен к западному крылу Тунгусской синеклизы. В его пределах выделяется (рис. 1) две зоны – западная эпибайкальская и восточная с фундаментом архейского возраста. Современная структура восточной зоны представлена Курейско-Горбиачинским прогибом. Основной структурой эпибайкальской зоны является Норильско-Хараелахский

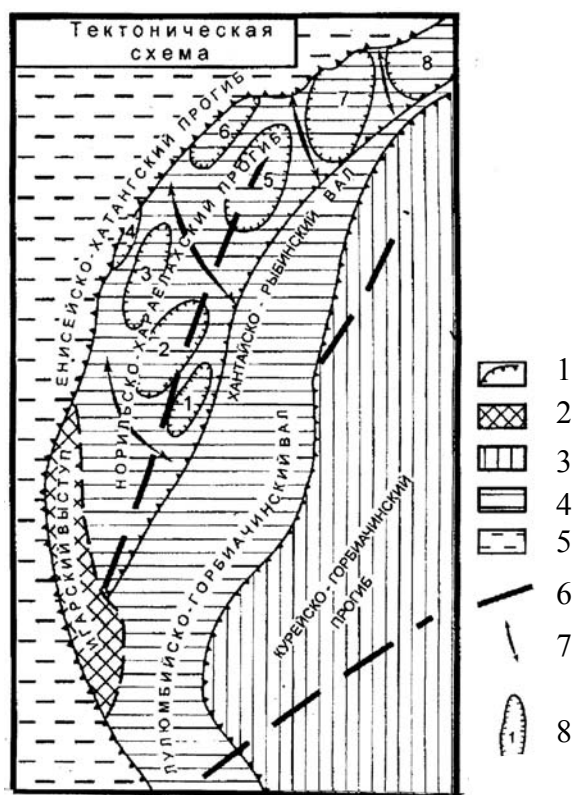


Рис. 1. Тектоническая схема Норильского промышленного района [1]:

1 – контуры основных структурных форм; 2 – байкалиты (промежуточный этап платформы); 3 – чехол древней платформы с архейским фундаментом; 4 – чехол молодой платформы с байкальским основанием; 5 – чехол Западно-Сибирской эпигерцинской платформы; 6 – зоны разломов; 7 – оси антиклиналей, поперечных к простиранию платформенных структур I порядка; 8 – брахисинклинали (мульды): Турмакитская (1), Норильская (2), Вологочанская (3), Западно-Пясинская (4), Хараелахская (5), Таловская (6), Мастах-Салинская (7), Большеавамская (8)

прогиб. В переходной зоне между этими прогибами выделена система валообразных поднятий: в северной части – Хантайско-Рыбинский вал, а в южной – Лулюмбийско-Горбиачинский вал.

Основные медно-никелевые месторождения региона находятся в пределах Норильско-Хараелахского прогиба и расположены вдоль одноименного глубинного разлома.

Породы прогиба имеют спокойное пологоволнистое залегание, на фоне которого выделяются брахиформные синклинали, поперечные валообразные антиклинали и глубинные разломы, по которым внедрялись магматические расплавы, приводящие к образованию траппов. Вся серия пород прорвана интрузиями долеритов и габбро-долеритов различного возраста и состава.

Норильский и Талнахский рудные узлы приурочены к участкам пересечения рудоконтролирующим разломом соответственно Норильской и Хараелахской брахисинклиналей.

К настоящему времени установлена сложная история геологического развития региона, начиная от протоплатформенного этапа вплоть до мезозойской активизации. В то же время слабо разработаны вопросы неотектонического этапа развития, хотя именно в этот этап завершилось формирование современной структуры рудного узла. Выходы рудоносных комплексов на земную поверхность, служащие объектами поисково-разведочных и эксплуатационных работ, во многом определяются неотектоническими структурами.

Среднемасштабные неотектонические и геоморфологические карты отсутствуют, поэтому неотектоническая позиция региона может быть охарактеризована лишь по обзорным и мелкомасштабным картам, на которых отражены лишь наиболее крупные региональные элементы неотектонической структуры.

В соответствии с неотектонической и геоморфологической картами территории СССР масштаба 1:5000000 [2, 5] Сибирская платформа с севера и запада окай-

мляется Енисейско-Хатангской зоной (см. рис. 1) мезозойских прогибов и впадин.

Рельеф территории Норильского района в основном возвышенный равнинный [4] слаборасчлененный (холмистый), а участками среднерасчлененный (гористый). Максимальные абсолютные отметки редко превышают 600 м, минимальные составляют 30-50 м.

Относительное превышение отдельных возвышенностей над низменными равнинными участками обычно составляют 100-200 м, реже достигают 300-500 м. Следовательно, в неотектоническом плане территория Норильского региона неоднородна – отдельные части ее испытывают относительное погружение, другие представляют собой поднятия разной амплитуды.

Эта неоднородность не нашла отражения на обзорной неотектонической карте, согласно которой в данном регионе, особенно на последних этапах его развития (в плиоцен-четвертичное время) преобладают поднятия.

Таким образом, локальные неотектонические структуры Норильского района практически не изучены, нет анализа неотектонического этапа развития территории и совершенно не освещена роль неотектонических структур в современном размещении полезных ископаемых.

Для изучения неотектонических структур Норильского района предпринята попытка детального гипсометрического анализа рельефа с применением некоторых приемов морфометрического анализа по методике В.П. Философова [7].

При изучении гипсометрии Норильского района использована топографическая карта района масштаба 1:100000, горизонтали рельефа на топокарте проведены через 10 м. Такая густая система горизонталей приводит к перегрузке карты деталями, затушевывает закономерности распределения высотных уровней района. Для упрощения анализа проведена разгрузка горизонталей и составлена *гипсометрическая карта* с горизонталями рельефа через 100 м (рис. 2).

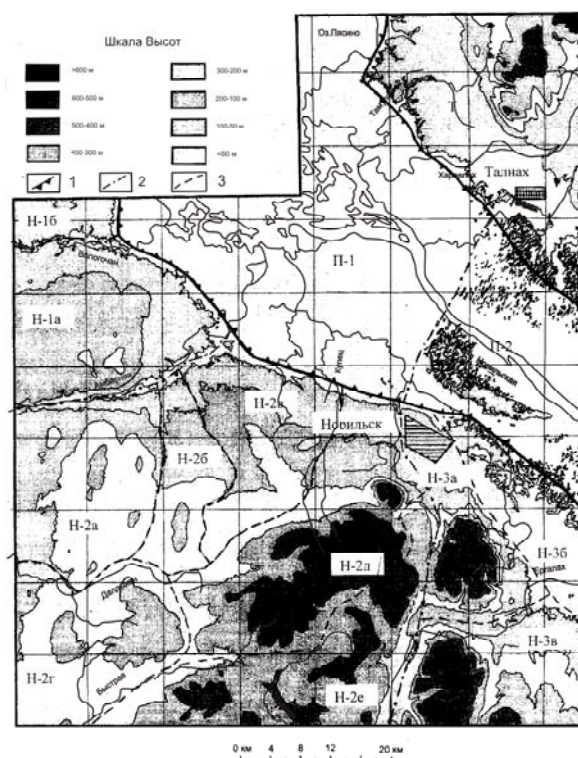


Рис. 2. Гипсометрическая карта территории Норильского промышленного района с элементами неотектоники:

1-3 – границы неотектонических геоблоков (1), мезоблоков (2) и макроблоков (3).
Буквенные индексы – номера блоков (расшифровка в тексте)

На ней отчетливо выделилось три крупных неотектонических геоблока: Талнахский (Т), Пясинский (П) и Норильский (Н) с разным характером рельефа.

Талнахский геоблок расположен в северо-восточной части района на правом берегу долины р. Норильской. Он имеет низкогорный или холмистый рельеф с абсолютными отметками от 100 до 600 м. Общее относительное превышение рельефа составляет 500 м, т. е. рельеф геоблока имеет крупное вертикальное расчленение по систематике А.И. Спиридонова [6].

Центральный *Пясинский геоблок* имеет низменный равнинный рельеф с высотами до 50 м с единичными возвышенностями островного характера с отметками до 100 м. Он протягивается полосой в северо-западном направлении и охватывает оз. Пясино и долину р. Норильской, в

пределах которой широко развиты малые озера. Относительное превышение рельефа составляет 1-10 м. Долина выполнена современными озерно-болотными и ледниковыми отложениями.

Норильский геоблок охватывает юго-западную часть района, имеет низкорельефный холмистый рельеф с абсолютными высотными отметками от 100 до 600 м, хотя вершины отдельных возвышенностей достигают 700 м. Максимальные отметки имеет вершина, склоны которой определяют сток наиболее крупных рек – Ергалах, Далдыкан, Купец, Амбарная. В генетическом плане рельеф этих участков имеет денудационный характер. Относительное превышение рельефа составляет 500 м, т. е. имеет крупное вертикальное расчленение.

Гидрография района определяется водосборным бассейном оз. Пясино и р. Норильской. Она представлена густой сетью малых озер, рек и ручьев (рис. 3).

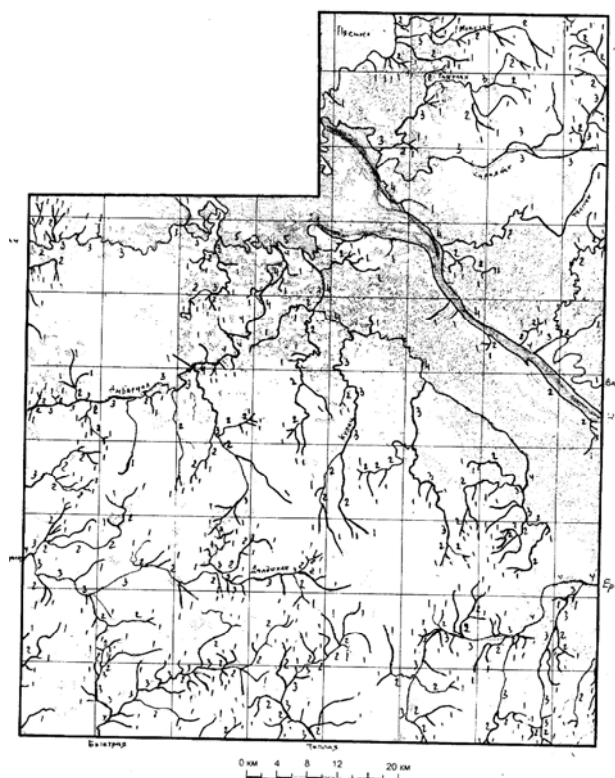


Рис. 3. Карта порядков речных долин Норильского рудного узла.

Цифры – порядковые номера долин

Долина р. Норильской и оз. Пясино как и других рек (Курейка, Горбиачан,

Дудинка) и озер (Кета, Хантайское, Лама) этого района, были заложены при сходе ледников с Анабарского поднятия в долину р. Енисей. Все они имеют запад-северо-западную ориентировку и отчетливую вытянутость в этом направлении.

Наиболее крупными притоками Норильской являются: правые – Талнах, Хараелах, Тамулах, левые – Вологочан, Амбарная, Купец, Ергалах. Их долины сравнительно прямолинейны, в низменной части местности они иногда меандрируют.

Более мелкие речные долины образуют густую и сложную сеть, имеют более разнообразную ориентировку и носят явно эрозионный характер. Для ее анализа составлен комплект морфометрических карт-схем масштаба 1:200000: карты порядков речных долин (ПРД), густоты эрозионной сети (ГЭС), глубины вертикального расчленения (ГВР).

Карта порядков речных долин составляется на основе дихотомической классификации эрозионных долин В.П. Философова [7]. В соответствии с этой классификацией на территории Норильского рудного узла выделены долины 5 порядков. За поток 1 порядка принята элементарная долина, в которую не впадает ни одна другая долина, т.е. это промоины на склонах, ложбины стока. При слиянии двух долин 1 порядка образуется долина 2 порядка и т.д. Долиной 5-го порядка является долина р. Норильской.

Однопорядковые долины при одинаковых физико-географических и геологических условиях обычно имеют близкие по величине длины, площади бассейнов, расходы и скорость потоков. Таким образом, они примерно с одинаковой эрозионной силой воздействуют на рельеф и одинаково реагируют на тектонические движения земной коры.

Участкам тектонических поднятий свойственен быстрый переход ложбин стока в овраги и балки, а затем в реки. Переход долин низших порядков в долины более высокого порядка происходит весьма быстро на сравнительно коротком расстоянии. Поднимающимся участкам соот-

ветствует большая густота эрозионной сети, центробежный или радиальный план долинной сети, прямые участки долин и их глубокий врез. Такая ситуация фиксируется в пределах Талнахского и Норильского геоблоков.

В пределах тектонических впадин нарастание порядков долин идет медленно при относительном увеличении их длины. Ложбины стока 1-го и 2-го порядков переходят в балки, а не в овраги. Реки начинаются с более высоких порядков, чем в пределах тектонических поднятий. Длина однопорядковых долин значительно увеличивается. Участкам тектонических опусканий соответствуют слаборазвитая и редкая эрозионная сеть, преобладание долин высоких порядков, центростремительный характер эрозионной сети, увеличение ширины долины. Такая ситуация характерна для Пясинского геоблока.

Карта густоты эрозионной сети (ГЭС) составлена (рис. 4) на основе карты ПРД путем разграфки площади карты

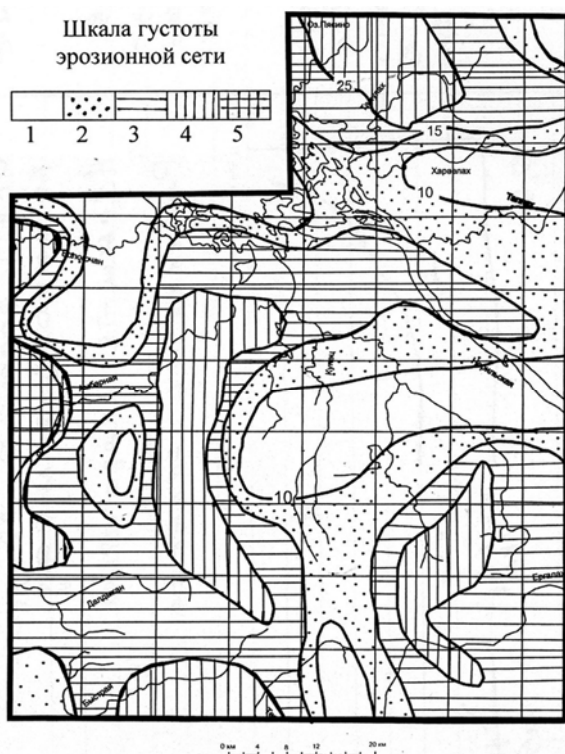


Рис. 4. Карта густоты эрозионной сети территории Норильского рудного узла:

1-4 – области разной густоты эрозионной сети: очень низкой (1), низкой (2), средней (3), повышенной (4) и высокой (5)

квадратной сеткой с размером статистического окна 2 см и подсчета количества долин, попадающих в квадрат, с учетом их порядков. Карта строится в изолиниях показателя густоты эрозионной сети, который определяется как сумма произведений числа долин на их порядок.

На карте ГЭС (см. рис. 4) в пределах Норильского геоблока выделяется три субмеридиональных участка с повышенной густотой эрозионной сети. Восточный участок находится в бассейне р. Ергалах, центральный – совпадает с бассейном правого притока р. Амбарной, а западный – охватывает верховья рек Вологочан и Амбарная.

Таким образом, карта ГЭС позволяет оконтурить сравнительно небольшие участки блоковой неотектонической структуры территории.

Карта глубины вертикального расчленения рельефа (ГВР) является иллюстрацией интенсивности и характера тектонических движений (рис. 5). Как известно [5], областям поднятий соответствует наибольший эрозионный врез и максимальная глубина расчленения рельефа в целом и, наоборот, минимальные значения глубины расчленения соответствуют, как правило, либо стабильным, либо опускающимся участкам. Для каждого статистического окна определена разница между максимальными и минимальными высотными отметками рельефа, которая и служит показателем глубины вертикального расчленения рельефа для данного участка. Карта построена в морфоизобатах (линиях равных глубин расчленения), которые в целом соответствуют контурам поверхностей выравнивания и денудационных ступеней.

В соответствии с систематикой А.И. Спиридонова [6] по характеру расчленения рельефа на территории Норильского рудного узла выделяются три категории участков – с очень мелким (превышение высот в пределах статистического окна менее 10 м), с мелким (превышение высот 10-25 м) и со средним (превышение высот 25-50 м) расчленением.

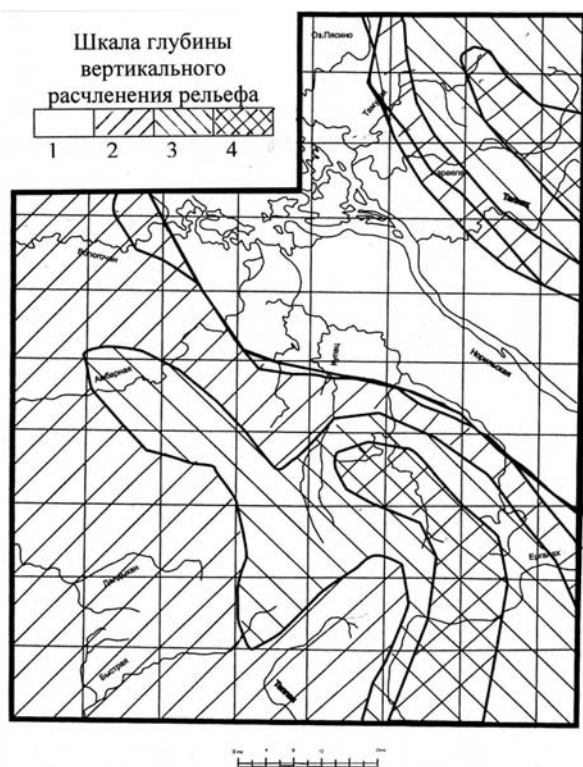


Рис. 5. Карта глубины вертикального расчленения рельефа Норильского рудного узла:

1-4 – области разной степени вертикального расчленения рельефа: очень мелкое расчленение 1-10 м (1), мелкое расчленение 10-15 м (2), мелкое расчленение 15-25 м (3), среднее расчленение 25-50 м (4)

На карте ГВР (см. рис. 5) наблюдается четкая зависимость величины расчленения рельефа от блоковой структуры региона: площадь Пясинского геоблока имеет очень мелкое расчленение рельефа, тогда как площади Талнахского и Норильского геоблоков в основном имеют мелкое расчленение с небольшими участками среднего расчленения в бассейне р. Ергалах и в среднем течении р. Талнах.

Совместный анализ этих карт позволил выделить неотектонические блоки разных порядков, отражающие главные геоморфологические особенности региона.

Кроме наиболее крупных геоблоков (условно первого порядка) – Талнахского, Пясинского и Норильского, выделенных на гипсометрической карте (см. рис. 1) и описанных выше, в их пределах намечаются блоки второго и третьего порядков. Эти блоки в дальнейшем для краткости

обозначаются соответственно как мезоблоки и макроблоки.

В пределах Талнахского геоблока выделяются два мезоблока 2 порядка – северо-западный Хараелахский (Т-1) и юго-восточный Еловый (Т-2).

Хараелахский мезоблок имеет низкогорный рельеф с абсолютными отметками от 100 до 600 м. Общее относительное превышение рельефа составляет около 500 м, хотя вертикальное расчленение его по А.И. Спиридонову [6] относится к мелкому и частично среднему.

Еловый мезоблок имеет также низкогорный рельеф с абсолютными отметками от 100 до 500 м. Относительное превышение рельефа составляет 400 м, вертикальное расчленение его относится к мелкому и частично среднему.

На площади Пясинского геоблока можно наметить два мезоблока 2 порядка – северо-западный (П-1), имеющий низменный слаборасчлененный рельеф, и юго-восточный (П-2), в котором на фоне низменного рельефа выделяются небольшие возвышенности островного характера.

Наиболее сложное внутреннее строение имеет Норильский геоблок, здесь выделено пять мезоблоков 2 порядка – Вологочанский (Н-1), Кайерканский (Н-2) и Ергалахский (Н-3).

Вологочанский мезоблок имеет субширотное простирание, низкогорный рельеф с абсолютными отметками от 100 до 300 м. Относительное превышение рельефа составляет около 200 м, а вертикальное расчленение относится к мелкому (превышение высот 10-15 м). В его пределах можно выделить два макроблока 3 порядка – северный (Н-1а), охватывающий левобережье р. Вологочан, и южный (Н-1б), включающий междуречье Вологочан и Амбарной.

Кайерканский мезоблок охватывает правобережье Амбарной, бассейны рек Далдыкан, Малая Амбарная, Купец, Быстрая и Теплая. Он имеет холмистый и низкогорный рельеф с абсолютными отметками от 100 до 600 м. Общее относительное превышение рельефа достигает

500 м, а вертикальное расчленение его по А.И. Спиридонову относится к мелкому и частично среднему. В его пределах по особенностям рельефа намечается шесть макроблоков 3 порядка (см. рис. 1).

Макроблоки Н-2а, Н-2б, Н-2в и Н-2г расположены в западной части Кайерканского мезоблока, имеют холмистый рельеф с высотами до 300-400 м, мелкое вертикальное расчленение. Макроблоки Н-2д и Н-2е охватывают восточную часть Кайерканского мезоблока, имеют низкогорный рельеф с высотами до 500-600 м, мелкое и среднее вертикальное расчленение.

Ергалахский мезоблок занимает юго-восточную часть Норильского геоблока. Он имеет низкогорный и частично возвышенный равнинный рельеф с абсолютными отметками от 100 до 700 м. Относительное превышение рельефа составляет 600 м, а вертикальное расчленение его по А.И. Спиридонову относится к среднему и частично мелкому. В его пределах по особенностям рельефа намечается три макроблока 3 порядка (см. рис. 1). Блоки Н-3а и Н-3в имеют низкогорный рельеф, а блок Н-3б – равнинный холмистый рельеф.

Форма блоков второго и третьего порядков обычно полигональная. Границы между блоками в основном условные и картируются по двум основным геоморфологическим признакам: по градиентам гипсометрических отметок и спрямленным фрагментам речных долин. В большинстве случаев эти два признака на изученной площади совпадают, что позволяет достаточно определенно оконтурить основные неотектонические блоки разных порядков.

Таким образом, изучение гипсометрии рельефа и особенностей гидросети территории Норильского района показывает неоднородность его геоморфологических показателей, что связано с дифференцированными движениями по разломам, которые разделили район на отдельные неотектонические блоки.

Дифференцированный характер движений проявился в формировании блоковых морфоструктур и в широком развитии разрывных нарушений. К последним часто приспособляются реки. Взаимосвязь между теми и другими выражается в

формировании на месте разрывных нарушений прямолинейных отрезков речных долин, их каньонообразного профиля. Современные движения выражаются в перехвате речных долин и формировании горных массивов.

Ориентировка разломов чаще северо-западная и субмеридиональная. Такие разломы отражают позднемезозойскую активизацию и играют существенную роль в формировании и размещении рудных формаций.

Предварительный анализ расположения рудоносных интрузий долеритов и габбро-долеритов и рудоконтролирующих структур (Норильско-Хараелахского глубинного разлома, Норильской и Хараелахской брахисинклиналей) в составленной нами схеме геоморфологии и новейшей блоковой тектоники региона показывает их пространственную связь с относительно поднятыми блоками. В изученной нами части территории Норильского рудного узла такими неотектоническими поднятиями являются Хараелахский мезоблок, макроблоки Н-2д и Н-2е Кайерканского мезоблока и макроблоки Н-3а и Н-3в Ергалахского мезоблока. Для уточнения этой связи необходимы дополнительные более детальные исследования.

Библиографический список

1. Геология и рудоносность Норильского района /О.А. Дюжиков [и др.]. – М.: Наука, 1988. – 279 с.
2. Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей масштаба 1:5000000. /Ред. Н.И. Николаева. – 1977.
3. Кирюшина М. Т., Кулаков Ю. Н. Новейшая тектоника мезозойских прогибов и впадин севера Средней Сибири /Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. – М.: Недра, 1967. – С. 285-293.
4. Кочнев А.П. Некоторые вопросы оптимизации морфометрической систематики рельефа Земли. //Вестник ИрГТУ, №1, Иркутск: изд. ИрГТУ, 2004. – С.16-22.
5. Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1962.

6. Спиридонов А.И. Геоморфологическое картографирование. – М.: Недра, 1975. – 184 с.

7. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. – Изд-во Саратов. ун-та, 1975. – 232 с.

Рецензент кандидат геолого-минералогических наук, доцент
Иркутского государственного технического университета Е.Е.Кононов

Технологии геологической разведки

УДК 622.243.2

В.В. Нескоромных¹, А.Д. Елисеев², А.В. Гринчук³, А.А. Наделяев⁴

СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ ТЕХНОЛОГИИ ЗАБУРИВАНИЯ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ СТВОЛОВ СКВАЖИН В ТВЕРДЫХ И ОЧЕНЬ ТВЕРДЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ ОТКЛОНИТЕЛЯМИ НЕПРЕРЫВНОГО ДЕЙСТВИЯ

Рассмотрены условия реализации искусственного искривления с искусственных забоев в твердых и очень твердых горных породах при забурировании дополнительных стволов скважин. Предложены технические решения и схемы рациональной технологии формирования нового направления ствола скважины отклонителями непрерывного действия, основанные на возможности ограничения и регулирования скорости углубки забоя торцевыми элементами вооружения долота и интенсификации процесса фрезерования стенки скважины боковыми элементами вооружения.

Ключевые слова: искривление, искусственный забой, ствол скважины, отклонитель, фрезерование, порода
Библиогр. 3 назв. Ил. 1.

PERFECTING OF TECHNOLOGIES OF A COLLARING OF PADDING TRUNKS OF CHINKS IN SOLID AND ADAMANTINE ROCKS DEFLECTING TOOLS CONTINUOUSLY WORKING

V.V. Neskromnyh¹, A.D. Eliseev², A.V. Grinchuk³, A.A. Nadeljaev⁴

The authors consider the conditions of realization of a synthetic contortion from artificial bottoms in hard and adamantine rocks when predrilling the additional boreholes. They offer engineering solutions and schemes of rational technology of formation of a new direction of the borehole by deflecting tools of continuous operation based on the opportunity to limit and control the speed of bottom sinking by the bit end equipment elements and intensification of the milling process of a wellbore wall by the side equipment elements.

Key words: curvature, artificial face, borehole, deflector, milling, rocks
3 sources. 1 figure.

¹Нескоромных Вячеслав Васильевич – доктор технических наук, профессор, зав. кафедрой «Технология и техника разведки МПИ» ИрГТУ, 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, тел.: (3952)40-53-37, e-mail: TTR_drill@istu.irk.ru

²Елисеев Александр Дмитриевич – кандидат технических наук, доцент, докторант кафедры «Технология и техника разведки МПИ» ИрГТУ, 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, тел.: (3952) 40-53-37

³Гринчук Андрей Викторович – горный инженер, аспирант кафедры «Технология и техника разведки МПИ» ИрГТУ.

⁴Наделяев Алексей Александрович – горный инженер, аспирант кафедры «Технология и техника разведки МПИ» ИрГТУ.

¹Neskromnyh Vyacheslav Vasiljevich, a doctor of technical sciences, a professor, the head of the Chair of Technology and Engineering of Prospecting of Deposits of Minerals», Irkutsk State Technical University, 83 Lermontov St., Irkutsk, 664074, tel.: (3952)40-53-37, e-mail: TTR_drill@istu.irk.ru

²Eliseev Alexander Dmitrievich, a candidate of technical sciences, an associate professor, a competitor for a doctor's degree of the Chair of Technology and Engineering of Prospecting of Deposits of Minerals», Irkutsk State Technical University, 83 Lermontov St., Irkutsk, 664074, tel.: (3952)40-53-37.

³Grinchuk Andrej Victorovich, a mining engineer, a postgraduate of the Chair of Technology and Engineering of Prospecting of Deposits of Minerals», Irkutsk State Technical University, 83 Lermontov St., Irkutsk, 664074

⁴Nadelyaev Aleksey Alexandrovich, a mining engineer, a postgraduate of the Chair of Technology and Engineering of Prospecting of Deposits of Minerals», Irkutsk State Technical University, 83 Lermontov St., Irkutsk, 664074

Забуривание дополнительных стволов скважин является важным элементом методики направленного бурения, особенно при проходке многоствольных скважин в процессе разведки рудных месторождений.

Забуривание дополнительных стволов может производиться с применением:

- стационарных клиньев с временных пробок забоев;
- съемных клиновых отклонителей с искусственных забоев;
- отклонителей непрерывного действия (ОНД) с искусственных забоев;
- путем спрямления ствола в интервале искривления без применения отклонителей.

Из перечисленных вариантов технико-технологического осуществления забуривания дополнительных стволов наиболее оперативным и высокотехнологичным является способ забуривания дополнительного ствола ОНД с искусственного забоя.

Высокая твердость горных пород при забуривании дополнительных стволов является основной технической проблемой, решение которой требует применения специальных технологических приемов, инструментов и ОНД [1].

Применение ОНД для забуривания дополнительных стволов сдерживается именно тем, что при забуривании в твердых и очень твердых породах высока вероятность неудачных попыток. Например, существуют достаточно категоричные рекомендации, согласно которым применение ОНД возможно только в том случае, если твердость забоя выше или, по крайней мере, равна твердости горных пород. Если это условие не выполняется, следует использовать для забуривания дополнительных забоев съемные клиновые отклонители [3].

Таким образом, одной из проблем забуривания дополнительных стволов скважин ОНД является создание искусственных забоев, которые бы позволяли реализовать процесс забуривания нового направления и формирования

криволинейного ствола. Данная проблема традиционно решается в направлении создания искусственного забоя из материала равнопрочного горной породе, вмещающей искусственный забой.

Наиболее распространены при постановке искусственных забоев твердеющие смеси на основе цемента. Прочность на сжатие отвержденных образцов из цементного раствора может составить $(40-80) \times 10^2$ кПа, что соответствует прочности горных пород IV-VI категории по буримости и не позволяет использовать эти смеси для многоствольного бурения в твердых горных породах [1].

По прочностным характеристикам для создания искусственного забоя наиболее предпочтительны композиции из эпоксидных смол, прочность которых на сжатие после отверждения может составлять $(100-120) \times 10^2$ кПа (VII-VIII категория по буримости). Следует отметить, что эпоксидные композиции также не могут сравниться по прочности с горными породами VIII-XII категорий по буримости. Кроме этого, ряд проблем, связанных со сложностями их приготовления и доставки в скважину на заданную глубину, значительное влияние на свойства композиции (вязкость, текучесть, сроки отверждения) температурных условий на поверхности в скважине, а также дороговизна материала не обеспечили ему широкого применения в практике многоствольного бурения [1, 3].

При выборе материала для создания искусственного забоя учитываются такие требования, как:

- экологичность применяемых материалов;
- буримость, сопоставимая с буримостью пород в интервале постановки забоя;
- возможность надежного регулирования сроков отверждения для доставки смеси на нужную глубину ствола скважины с учетом температуры в скважине и минимальные сроки

отверждения до момента получения оптимальных прочностных свойств;

- адгезионные свойства отверждаемой смеси.

Анализ применения различных материалов, требований к ним и возможных условий создания искусственных забоев показывает, что в настоящее время сложно подобрать отверждаемые (и другие приемлемые) материалы для создания искусственных забоев, твердость которых была бы выше твердости горных пород VIII категории по буримости.

Процесс забуривания ствола скважины с искусственного забоя ОНД имеет специфические условия и признаки, существенно отличающие его от процесса обычного набора кривизны с естественного забоя. Если рассматривать тождественность условий забуривания ствола скважины с искусственного забоя и искривления с естественного забоя ОНД, то можно считать, что отклонитель работает в условиях перемежающихся по твердости горных пород, причем в экстремальных условиях, когда угол встречи бурового инструмента и контакта с твердой породой очень мал (1-2 град.), а поперечные реакции на буровой инструмент очень значительны. Специфика процесса забуривания состоит в том, что существует начальный, достаточно сложный период формирования направления дополнительного ствола, который имеет наиболее сложный характер и состоит в образовании уступа в стенке скважины. После образования уступа на определенную ширину процесс искривления практически мало отличается от обычного процесса искусственного искривления. Ширина уступа, гарантирующая надежное формирование нового направления ствола скважины, может составлять (1/5-1/2) диаметра торца бурового инструмента [1, 3]. При этом именно процесс формирования уступа определяет в основном результативность забуривания дополнительного ствола с искусственного забоя ОНД.

Формирование уступа фрезерованием стенки скважины под действием

отклоняющего усилия со стороны ОНД будет наиболее эффективно, т.к. в направлении забуривания будет действовать активная сила, что сокращает сроки и повышает надежность забуривания уступа в твердых породах. При этом можно отметить, что темп формирования уступа и искривления при забуривании дополнительного ствола пропорционально возрастает с повышением скорости фрезерования стенки скважины (v_ϕ), с уменьшением скорости углубки забоя (v_δ) и длины жесткой базы отклонителя

$$L_{жс} \left(\frac{v_\phi}{v_\delta L_{жс}} \right).$$

Анализ по выбору наиболее оптимального по условиям забуривания дополнительного ствола отклонителя и типа породоразрушающего инструмента представлен в работе [1]. Согласно результатам этого анализа при оснащении отклонителя фрезерующего типа долотом с активным боковым вооружением и при регулировании механической скорости в пределах, не превышающих 0,8-1,0 м/ч, можно добиться гарантированного забуривания уступа и дополнительного ствола скважины с любых малопрочных забоев в твердых породах. Решение проблемы заключается в том, насколько и каким образом можно ограничить и регулировать скорость бурения v_δ легко разрушаемого материала искусственного забоя при забуривании уступа и формировании кривизны.

Для интенсификации процесса забуривания следует понижать скорость бурения малопрочного забоя до установленных рациональных значений скорости (0,8-1,0 м/ч) и сохранять на оптимальном уровне скорость фрезерования твердой породы стенки скважины.

Направления решения этой проблемы связаны с использованием ОНД фрезерующего типа с гидромеханическим углом закрепления в скважине (ОГМ). Созданный в ЗабНИИ снаряд ОСП не отвечает всем основным оптимальным параметрам, т.к. относится к снарядам нефрезерую-

щего типа, а асимметричного разрушения забоя [1].

Наиболее простыми и эффективными инструментами для решения задачи забуривания являются предложенные одним из авторов статьи долота, шарошки которых с торца покрываются пластичным легко изнашивающимся материалом [3]. Покрытие шарошек следует выполнять напаиванием латунного или оловянного припоев. Породоразрушающие вставки на торце шарошек покрываются припоем частично и по высоте, и по площади торцевой части, что снижает эффект дробления - скалывания материала искусственного забоя и снижает темп его разрушения.

Испытание и применение долот с покрытием торцевой части пластичным сплавом – латунью в ПГО «Сосновгеология» показало высокую надежность и оперативность забуривания ОНД типа ТЗ-3.

Таким образом, первым перспективным направлением совершенствования технологии забуривания дополнительных стволов состоит в изменении механизма разрушения породы торцевыми элементами вооружения долота, а именно, существенно ограничивается интенсивность дробления-скалывания-раздавливания породы на забое за счет ограничения числа и высоты выступания торцевых породоразрушающих вставок.

Для расчета площади покрытия шарошек припоем можно использовать расчет, основанный на определении удельных контактных напряжений, действующих в направлении фрезерования q_ϕ и углубки забоя q_ϕ . Например, если принять в качестве начального условия расчета равенство удельных напряжений под торцевыми и боковыми элементами вооружения ($q_\phi = q_\phi$) то, учитывая, что, например, твердость горной породы выше твердости материала искусственного забоя в K раз, можно получить зависимость для определения площади покрытия на каждой из шарошек. Из равенства

$$q_\phi = \frac{P_{om}}{S_\phi K} = q_\phi = \frac{P_{oc}}{S_\phi}$$

следует, что

$$S_\phi = \frac{P_{oc}}{P_{om} K N} S_\phi,$$

где S_ϕ , S_ϕ – площади породоразрушающих элементов, взаимодействующих с породой стенки скважины при фрезеровании и материалом забоя при углубке соответственно, m^2 ;

P_{om} , P_{oc} – осевая нагрузка и отклоняющая сила, действующие на буровой инструмент при забуривании дополнительного ствола, даН;

N – число шарошек у долота.

При забуривании дополнительного ствола наиболее сложными являются условия, связанные с созданием уступа в стенке скважины. После того как уступ шириной не менее 0,25-0,5 диаметра долота уже сформирован, процесс забуривания дополнительного ствола мало отличается от обычного искривления с естественного забоя. Следовательно, на втором этапе забуривания торцевые элементы вооружения долота, запаянные перед забуриванием и не участвовавшие в полной мере в работе долота, должны включаться в процесс разрушения забоя, который теперь частично сложен из горных пород, а частично – из материала искусственного забоя. С этой целью следует покрытие припоем осуществлять таким образом, чтобы происходило своевременное изнашивание пластичного сплава, а элементы вооружения на торце шарошек обнажались к моменту внедрения долота в горную породу. Критерием выбора или уточнения расчетного значения площади покрытия вставок на шарошках может быть механическая скорость бурения. При забуривании уступа скорость бурения не должна превышать 0,5-0,8 м/ч, а после образования уступа должна находиться в пределах 0,8-1,0 м/ч. Контроль процесса забуривания следует осуществлять как по шламу (соотношение в шламе кусочков породы и материала забоя), так и по скорости бурения.

Долота ДША и АШК [1] с покрытием торцевых элементов вооружения шарошек пластичным сплавом-припоем

позволяют успешно забуривать дополнительные стволы скважин с искусственных забоев в твердых породах отклонителями типа СБС, ОБС, ТЗ-3П, ТЗ-3, которые имеют механические приводы распорного устройства, т.е. при действующей на снаряд значительной осевой нагрузке (800 – 1500 даН).

Другим направлением совершенствования технологии забуривания дополнительных стволов скважин с искусственных забоев ОНД, которое в настоящий момент предложено в ИрГТУ, является применение такого материала, который бы по своим физико-механическим характеристикам кардинально не соответствовал механизму разрушения горных пород алмазными и шарошечными долотами. Анализ различных природных материалов, которые могли бы применяться для изготовления искусственных забоев, показывает, что очень перспективной для создания искусственных забоев является древесина, т.к. она отвечает таким требованиям, как невысокая стоимость, простота обработки и изготовления и набухаемость.

Важнейшей характеристикой, определяющей возможность применения деревянной пробки для создания искусственного забоя, является высокая степень сопротивляемости древесины при разбурировании вдоль волокон алмазными и шарошечными долотами при невысокой твердости этого материала. В данном случае эффект рационального соотношения скоростей фрезерования стенки скважины и углубки забоя будет достигаться за счет разительного несоответствия породоразрушающего действия со стороны торцевых элементов вооружения долота и свойств разбуриваемой древесины. Для древесины таким инструментом будут алмазный инструмент и шарошечные долота с вооружением типа К и ОК, т.к. известно, что при бурении алмазами эффективное разрушение осуществляется в основном раздавливанием и скалыванием породы, а при бурении шарошечными долотами с вооружением типа К и ОК –

дроблением и скалыванием [2]. Реализация этих видов породоразрушающего воздействия при разрушении высоковолокнистого и пластичного материала, каковым является древесина, невозможна, а потому темп разрушения древесины будет незначительным. В то же время горная порода в стенке скважины, подвергаемая фрезерованию под действием отклоняющего усилия, будет разрушаться эффективно, что в результате обеспечит рациональное соотношение скоростей v_ϕ и v_δ (рисунок).

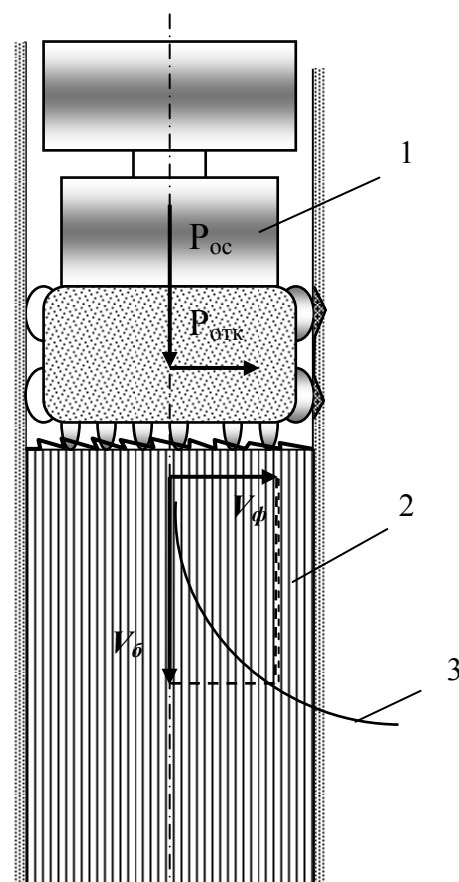


Схема для анализа процесса забуривания нового направления ствола скважины:

- 1 – отклонитель с долотом;
- 2 – искусственный забой (деревянная пробка);
- 3 – оптимальная траектория нового направления

В то же время крайне важным при выборе в качестве материала искусственного забоя древесины является то обстоя-

тельство, что установленная в скважине деревянная пробка может, при необходимости, легко устраняться разбуhrиванием твердосплавными буровыми коронками или долотами с резцовым вооружением, что еще более повышает технологичность данного материала.

Опытное бурение на стенде деревянной пробки из лиственницы, предварительно находившейся в воде около суток, показало, что при осевом усилии 1000 даН и частоте вращения 280 мин⁻¹ скорости бурения алмазным долотом АДН и трехшарошечным долотом с вооружением типа К составили 0,9 и 1,1 м/ч соответственно, что практически совпадает с оптимальным значением скорости бурения, рекомендуемым при реализации искривления отклонителями типа ТЗ, ОБС или ОГМ.

С целью создания искусственного забоя необходимо изготовить деревянную пробку длиной не менее 2,5-3,0 метров. Данная задача представляется вполне решаемой. Диаметр пробки должен соответствовать размеру применяемых колонковых труб, т.е. 73 или 57 мм (для скважин диаметром 76 или 59 мм). Для закрепления пробки в скважине могут использоваться клиновидные поверхности, надежно фиксирующие пробку в скважине при осевом перемещении в момент установки на забой. В последующем (через 1-3 часа) пробка надежно зафиксируется в скважине за счет набухания древесины и увеличения поперечных размеров пробки на 10 %.

Опыт реализации искусственного искривления в твердых породах с целью забуhrивания дополнительного ствола показывает, что более рационально процесс формирования нового направления ствола скважины производить по следующей схеме:

- обеспечить формирование уступа нового направления ствола скважины на

ширину около половины диаметра долота с помощью ОНД фрезерующего типа (ТЗ-3, ТЗ-ЗП, ОБС или СБС, ОГМ) и долот типа ДША или АШК с покрытием торцевых элементов вооружения пластичным сплавом (олово или латунь) в случае, если используется искусственный забой из цементной или эпоксидной композиции; вторым вариантом создания уступа в твердой породе является применение деревянной пробки, забуhrивание с которой осуществляется теми же типами ОНД с применением долот ДША, АШК, серийных алмазных или шарошечных долот;

- после создания уступа в стенке скважины дальнейший набор кривизны целесообразно производить снарядом плавного искривления (СПИ) при минимальной частоте вращения и умеренной осевой нагрузке, что позволит произвести углубку дополнительного ствола на заданный интервал с одновременной проработкой криволинейного интервала, а применение укороченного колонкового набора с коронкой в составе СПИ позволит получить керн в интервале забуhrивания дополнительного ствола.

Библиографический список

1. Нескоромных В.В., Калинин А.Г. Направленное бурение: учеб. пособие. – М.: Центрлитнефтегаз, 2008. – 382 с.
2. Нескоромных В.В. Разрушение горных пород при проведении геологоразведочных работ: учеб. пособие. – Иркутск: Изд. ИрГТУ, 2008. – 298 с.
3. Нескоромных В.В. Методы и технические средства бесклинового забуhrивания дополнительных стволов скважин с искусственных забоев. – М.: Изд. Геоинформмарк, 1993. – 55 с.

Рецензент доктор технических наук, профессор
Иркутского государственного технического университета В.И.Снетков

УДК 550.348.436 (- 925.16): 004.9

А.В. Новопашина¹

ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТРУКТУР БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Описана методика выделения сейсмических структур с учетом их ранговости и использованное для этого информационно-программное обеспечение. Для каждой сейсмической структуры определены доминирующие периодические составляющие сейсмического процесса. По результатам корреляционного анализа выделены области взаимных корреляций без смещения во времени, области взаимных корреляций с временным смещением, внутри которых наиболее вероятны миграции очагов землетрясений от одной сейсмической структуры к другой, а также цепи сейсмических структур с синхронизацией сейсмического процесса за отдельные промежутки времени.

Ключевые слова: сейсмическая структура, землетрясение, спектр, корреляция.

Библиогр. 12 назв. *Ил.* 4.

GEOINFORMATION ANALYSIS OF BAIKAL RIFT SYSTEM SEISMIC STRUCTURES

A.V. Novopashina¹

This article describes the seismic structures allocation procedure which takes into consideration their ranks as well as applied dataware and software. Seismic process dominant periodic components have been identified by spectra-temporal analysis for each seismic structure. Based on the results of the correlation analysis the areas of mutual correlations without the temporal shift and areas of mutual correlation with the temporal shift were distinguished. The last are most likely to be characterized by the earthquake source migration from one seismic structure to another as well as seismic structures chains with seismic process synchronization during specific time intervals.

Key words: seismic structure, earthquake, spectrum, correlation.

7 sources. 5 figures.

В эпицентральной поле землетрясений Байкальской рифтовой системы (БРС) выделены участки со стабильной концентрацией сейсмических событий, являющиеся отражением развития во времени деформируемых сейсмоактивных объемов тектоносферы – сейсмических структур. Сейсмические структуры более высоких рангов, чем сама БРС, являются ее структурными составляющими. Закономерности взаимосвязи и взаимодействия таких составляющих одного ранга, выявленные на основе анализа пространственно-вре-

менных особенностей сейсмического процесса, характеризуют современную динамику Байкальского рифта и несут дополнительную информацию для прогноза течения сейсмического процесса исследуемой территории как результата функционирования сейсмогеодинамической системы.

Эффективное использование массовых данных о землетрясениях, а также комплексирование результатов обработки таких данных возможны только при использовании геоинформационных техно-

¹Новопашина Анна Владимировна – аспирант Института земной коры СО РАН, лаборатория современной геодинамики, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, тел.: (3952), 36-30-10, 8-950-140-57-88, e-mail: anek@crust.irk.ru

¹Novopashina Anna Vladimirovna, a postgraduate of the Institute of the Earth's Crust of Siberian Department of Russian Academy of Sciences, the laboratory of Modern Geodynamics, 128 Lermontov St., Irkutsk, 664033, tel.: (3952) 36-30-10, 8-950-140-57-88, e-mail: anek@crust.irk.ru

логий. При этом вполне оправдано создание единой информационно-программной среды, включающей в себя ГИС-системы с различными функциональными характеристиками и средства их «стыковки», предназначенные для организации взаимодоступности данных. Это связано с тем, что при решении широкого круга задач обработки, представления и интеграции массовых данных о землетрясениях необходимо использовать множество программных средств, каждое из которых отвечает требованиям для решения конкретных задач.

Для формализации данных о землетрясениях в геоинформационной системе необходимо классифицировать геологические данные на основе концепции сейсмических структур.

На карте эпицентров Байкальской рифтовой зоны отчетливо выделяются сгущения эпицентров, отождествляемые с сейсмическими структурами. Под «сейсмическими структурами» [4] или «собственными структурами сейсмоактивной среды» [10] понимаются геометризованные объемы тектоносферы, включающие в себя очаги известных в результате инструментальных наблюдений землетрясений.

В соответствии с классификацией, предложенной К. Г. Леви [5], сейсмические структуры ранжируются по своим размерам и конфигурации на шесть рангов.

Сейсмической структурой первого ранга является глобально распределенный сейсмоактивный слой, внутри которого можно выделить сейсмоактивные структуры второго ранга [5].

Байкальская рифтовая система (БРС) как основная сейсмоактивная часть Монголо-Байкальского подвижного пояса является сейсмической структурой второго ранга, внутри которой по типу напряженного состояния и сочетанию деформационных структур были выделены сейсмические зоны: Северо-Монгольская транспрессионная зона, условно названная юго-западной (SW), Байкальская зона сосредоточенного рифтинга, или центральная (зона Center), Баргузино-Витимская зона рас-

средоточенного рифтинга, или северо-восточная (NE), Муйско-Чарская зона сосредоточенного рифтинга (ENE) [9]. Выделенные сейсмические зоны являются сегментами Байкальской рифтовой системы – структурами третьего ранга. Они вложены в структуру БРС как органически связанные элементы ее внутреннего строения и отражают его делимость по простиранию.

Сейсмическими структурами четвертого ранга являются узкие (первые десятки километров) и протяженные (первые сотни километров) структурные элементы системы, маркирующиеся в плане полосами сгущения эпицентров [5].

Сейсмические структуры пятого ранга – это сейсмические узлы. Они представляют собой небольшие по размерам (до 100 км) изометричные в плане скопления очагов землетрясений [5].

Сейсмические «линзы» – сейсмические структуры шестого ранга – это собственно сейсмические очаги. Форма их расшифровывается по анализу афтершоковых областей [3].

Информационно-программное обеспечение исследований представлено на рис. 1. Его инфраструктура обусловлена разнообразием задач, решаемых при анализе эпицентрального поля Байкальской рифтовой системы. Первоочередной из таких задач является выделение контуров сейсмических структур. Затем следует формирование выборок временных рядов, проведение по сформированным выборкам комплексного статистического анализа. Далее результаты интерпретируются и визуализируются.

Алгоритмы формирования выборок данных по землетрясениям, а также различных видов анализа временных рядов реализованы в среде 1С Предприятие 8.1, – системы, позволяющей осуществить сложные запросы к базам данных и работу аналитических алгоритмов со сложной математической основой. Данная среда включает векторную ГИС, поддерживающую формат ESRI Shapefile. Но функционал работы с картографической информацией ГИС 1С ограничен: нет инструментов ре-

дактирования векторной информации и отображения растровой. Поэтому для интегрирования различных видов картографической информации с результатами статистического анализа, а также для создания и редактирования векторных слоев была использована бесплатная ГИС с открытым исходным кодом – «GANYMED» Quantum GIS (<http://www.qgis.org/>), применяемая в комплексе с другой бесплатной ГИС GRASS GIS <http://grass.itc.it/>. «GANYMED» Quantum GIS – разработка открытого сообщества «The QGIS development team» и GRASS GIS – разработка «GRASS development team». Они являются независимыми инструментальными ГИС, но GRASS GIS также может использоваться в Quantum GIS как расширение, предоставляющее набор разнообраз-

ных инструментов по работе с растровыми и векторными данными. Quantum GIS при этом – удобное средство отображения картографической информации. Обе ГИС способны работать под операционными системами Windows, Linux, Mac OS X, FreeBSD. Данный проект реализован в ОС Windows.

Взаимообмен данными между ГИС 1С Quantum GIS согласован с помощью внешних интерфейсов через OLE Automation, поддерживаемый системой 1С: Предприятие. Используя OLE Automation и интерфейс ADO DB возможно организовать взаимодействие с внешними СУБД, такими как PostgreSQL (<http://www.postgresql.org/>), и его расширением PostGIS (<http://www.postgis.org/>), являющимися системами с открытым ис-

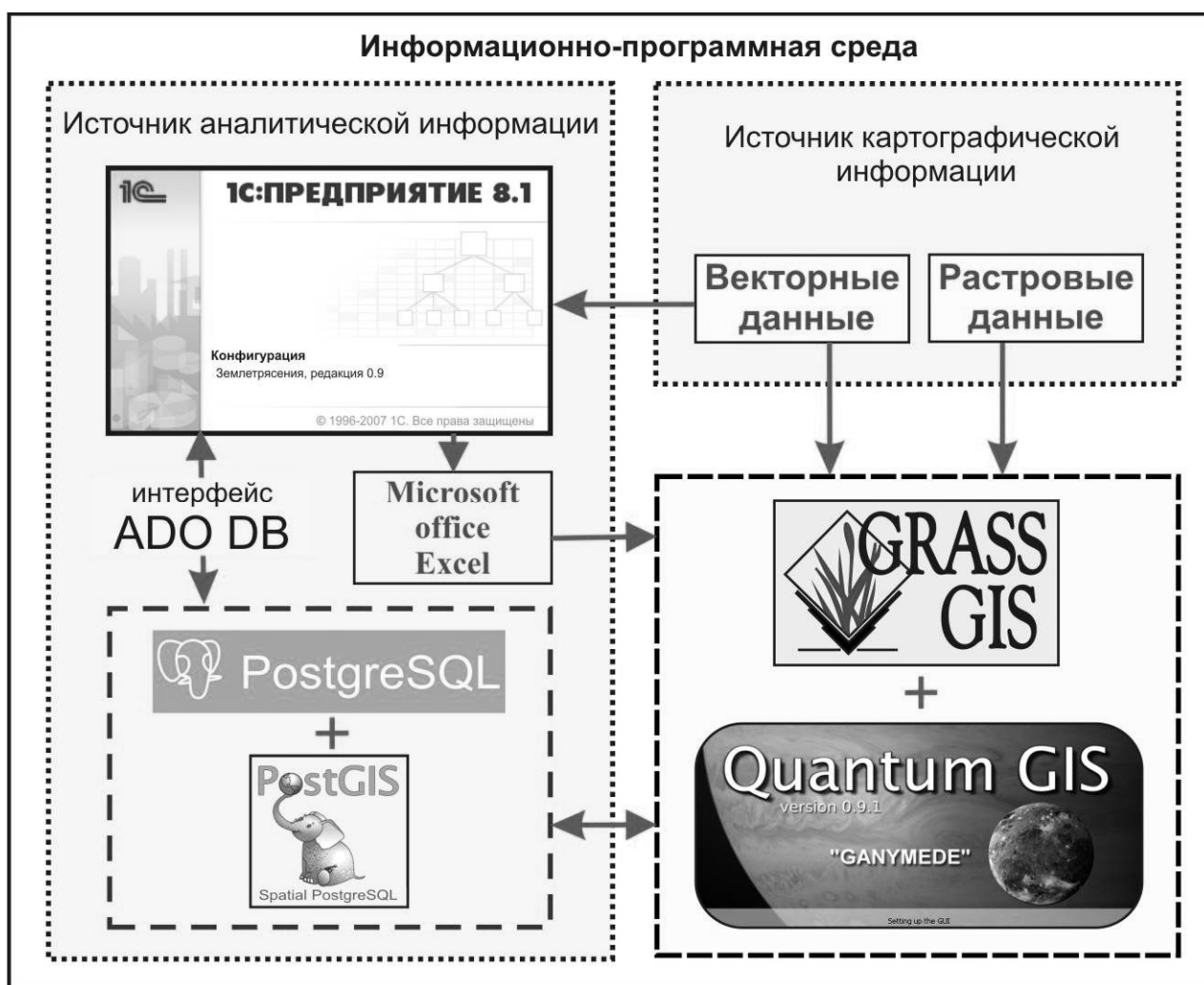


Рис. 1. Инфраструктура информационно-программной среды для анализа эпицентрального поля Байкальской рифтовой системы

ходным кодом. Эта возможность была использована для выгрузки данных из системы 1С: Предприятие на сервер PostGIS для последующей работы с ними в Quantum GIS. Такая связка программ была использована для выделения контуров сейсмических структур по методике, рассмотренной далее. В ГИС 1С также была организована выгрузка результатов статистического анализа временных рядов напрямую в Microsoft office Excel для дальнейшей неавтоматизированной интерпретации. Quantum GIS как удобное средство отображения картографической информации и GRASS GIS в качестве функционального расширения Quantum GIS позволяют наглядно отобразить комплекс результатов статистического анализа эпицентрального поля, сопоставляя со структурно-топографическими особенностями исследуемой территории.

База данных о землетрясениях, использующаяся в геоинформационном проекте, представляет собой каталог землетрясений по материалам БФ ГС СО РАН за инструментальный период наблюдений 1960-2002 гг., содержащий основные поля, характеризующие сейсмическое событие: «долгота точки эпицентра», «широта точки эпицентра», «дата события», «время события», «энергетический класс события». Временной атрибут, свойственный данным о землетрясениях, подразумевает создание мультипликационной ГИС, позволяющей работать с временными рядами.

Дополнительными картографическими данными, используемыми в проекте, являются: цифровая модель высот с разрешением 30 секунд по данным дистанционного зондирования Земли NASA (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>), векторная гидросеть масштаба 1:1000000 по данным National Geospatial Intelligence Agency (<http://geoengine.nga.mil/>).

Методика выделения сейсмических структур. Из-за большого объема, массовости данных о землетрясениях при отображении на карте эпицентров сейсмических событий в виде кругов

разного диаметра эпицентрального поле выглядит как одноцветное нечеткое пятно. Низкое качество определения границ сейсмических структур в этом случае отрицательно отразилось бы на качестве формирования выборок данных для последующего анализа. Поэтому для более точного определения границ сейсмоактивных структур была использована эффективная методика представления информации о землетрясениях с помощью сети шестиугольных ячеек, в каждой из которых организованы статистические наборы данных. Форма ячеек – шестиугольник (сота) – геометрическая фигура, наиболее приближенная к кругу. Сеть сот накладывается на область карты, включающую в себя Байкальскую рифтовую систему. Размер ячеек соизмерим со средней погрешностью определения эпицентра во избежание искусственного искажения формы и площади сейсмических структур в плане. Далее устанавливается, какие события с указанным порогом представительности и за указанный временной интервал попадают во внутрь ячейки. Затем сота отображается цветом различной интенсивности в зависимости от значения общего числа сейсмических событий (N), произошедших внутри этой соты за указанный период. Цвет ячеек меняется от зеленого до красного (два контрастных цвета) – от минимума используемого параметра до максимума соответственно. В случае отсутствия событий в пределах текущей ячейки последняя не отображается на карте совсем с целью генерализации изображения. Для того чтобы изображение сейсмических структур было наглядным, полученные в ходе суммирования по сотам значения суммарного количества землетрясений логарифмируются, т. к. они меняются в широких пределах. Например, в области ячейки за указанный период могло произойти одно событие, а могло произойти 6000 событий. На рис. 2 приведен пример ячеистой карты, составленной за период 1964-2002 гг., где использованы данные о землетрясениях с энергетическим классом (K) больше 8.

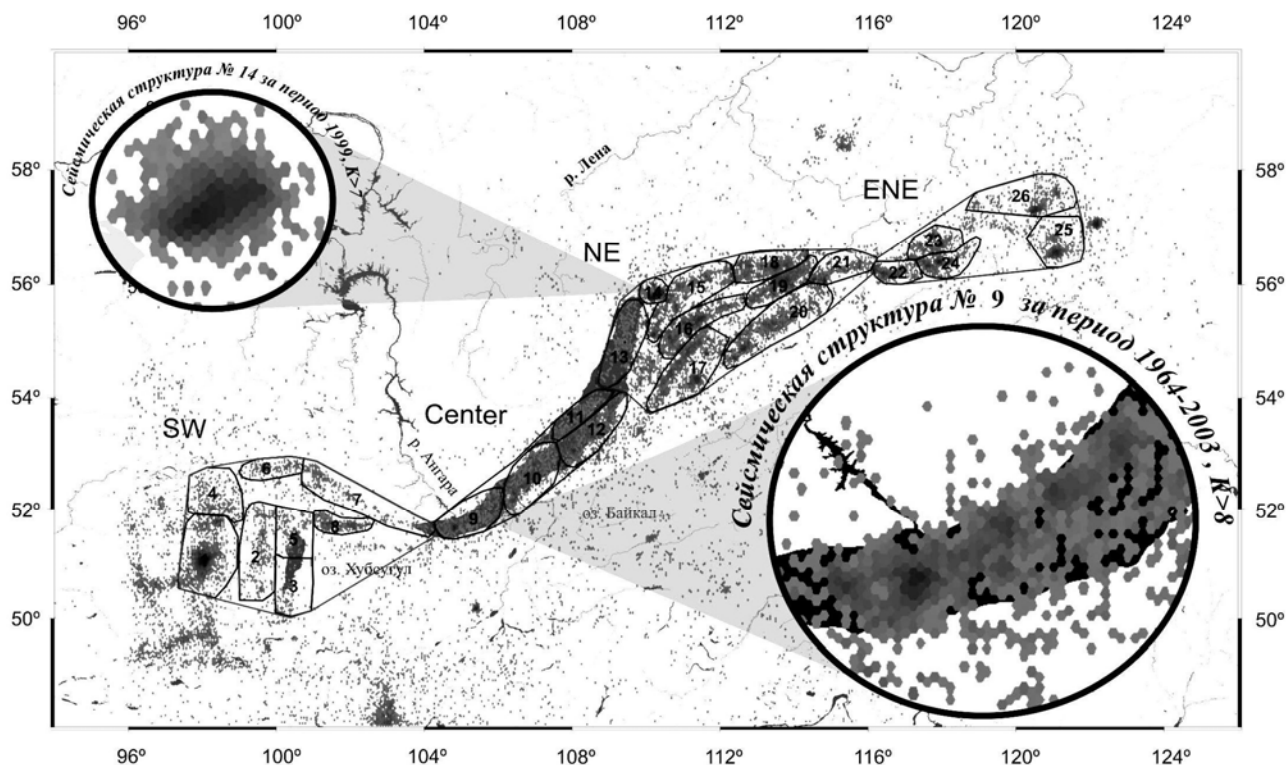


Рис. 2. Ячеистая карта эпицентрального поля:
на врезках представлены крупные планы девятой и четырнадцатой сейсмических структур четвертого ранга

Выборки сформированы с 1964 г., т. к. данные за период 1960-1964 гг. являются представительными только с $K = 12$.

Если создавать ячеистые статистические карты за период, много меньший, чем инструментальный (например, за год), и сопоставлять их, можно увидеть, как сейсмические структуры меняют свои контуры с течением времени. Собственные структуры сейсмоактивной среды могут даже полностью исчезать и снова возникать во времени по причине кратковременного снятия напряжений в окрестностях дефекта геологической среды или на соседних сейсмических структурах в результате сильного землетрясения [5]. Но область сейсмической структуры характеризуется повторением сейсмических событий в пределах одной территории и развитием их по одному сценарию, соответствующему тому или иному сейсмическому режиму.

Поскольку процесс выделения сейсмоактивных структур автоматизирован лишь частично, за построением статисти-

ческих карт следует визуальный анализ изображения с определением координат краевых точек контуров сейсмических структур.

Алгоритм построения ячеистых карт реализован в системе ГИС 1С. Но контуры структур сейсмичности целесообразно задавать вручную, сопоставляя их с геоморфологическими особенностями рельефа. ГИС 1С не предоставляет такой возможности. И для того чтобы оконтурить сейсмические структуры, сначала карта ячеек через интерфейсы OLE Automation и ADO DB с помощью SQL-запросов вводится в POST GIS, где хранится и откуда выводится в систему Quantum GIS. В Quantum GIS легко создать и отредактировать контуры полигонов сейсмических структур, обрисовав концентрации сот, характеризующихся повышенными значениями суммарного N , и примыкающие или близкорасположенные к ним соты с меньшими значениями используемого параметра. Не везде можно однозначно отделить одну сейсмическую структуру от

другой. Поэтому границы структур в определенной степени условны, но проведены с учетом геоморфологических особенностей элементов рифта.

После создания и редактирования контуров выделенных участков сейсмических структур с помощью той же связки программ векторный слой в виде таблицы, содержащей информацию о геометрии созданных контуров, снова загружается в ГИС 1С: Предприятие, где путем объединения данных сот, которые визуально были отнесены к одной структуре, реализуется формирование выборок по выделенным участкам и дальнейший анализ этих выборок (основная аналитическая часть). Выборки данных представляют собой временные последовательности параметров: «количество землетрясений» (N) и «логарифм суммы выделившейся энергии» (LgEsum).

Таким образом, в пределах исследуемой территории в Байкальской рифтовой системе, наряду с четырьмя сейсмическими структурами третьего ранга (SW, Center, NE, ENE), были выделены 26 сейсмических структур четвертого ранга, пронумерованные на рис. 2 от одного до 26. Четвертый ранг – это особый вид структур, тяготеющий к наиболее крупным разломам или системам таких разломов, нередко являющихся составными частями межплитных границ [5]. Именно в этих зонах обычно наблюдается, хотя и временно, резкое утолщение сейсмоактивного слоя.

На карте ячеек внутри сейсмических структур четвертого ранга можно видеть объединенные с довольно выдержанным шагом на некотором удалении друг от друга сейсмические структуры пятого ранга – сейсмические узлы. Междоузлия отличаются от узлов уменьшением числа землетрясений, а иногда между узлами наблюдаются «сейсмические окна» или «бреши». На рис. 2 на одной из круглых врезок приведен пример сейсмической структуры четвертого ранга (структура № 9) и слагающие ее структуры пятого ранга.

Закономерности взаимосвязи и взаимодействия сейсмических структур

четвертого ранга характеризуют динамику всей Байкальской рифтовой системы с необходимой на начальном этапе исследований подробностью и без излишней детальности. Поэтому именно структуры четвертого ранга изучались как основные структурные элементы БРС.

Результаты статистического анализа временных рядов сейсмических структур. В системе ГИС 1С: Предприятие также были созданы модули для оценки представительности данных, модули спектрального и корреляционного анализа. Результаты работы этих модулей в виде таблиц выгружаются в Microsoft office Excel, где их удобно интерпретировать. По выборкам данных двадцати шести структур, полученных вышеописанным способом, был проведен спектрально-временной анализ (СВАН), а также корреляционный анализ временных рядов указанных параметров за период 1964-2003 гг. и отдельные десятилетия.

СВАН был использован с целью выявления периодичностей в сейсмическом режиме отдельных частей БРС. Анализ проводился по временному ряду каждой сейсмической структуры.

Результаты по указанным параметрам показывают два основных цикла сейсмичности: близкий к 11-летнему солнечному и 7.5 лет. Первый из них представляет собой три гармоник: 9.5, 10.6, 12.6 лет, близкие к гармоникам солнечного триплета [2] или цикла Швабе (к 9.5, 10.6-10.9, 12.9 лет соответственно), наряду с которыми уверенно выделяются их полупериоды: 4.8, 5.3, 6.3 лет. Выделены также полупериод 3.7 лет гармоник 7.5 и высокочастотная гармоника 1.86, являющаяся половиной полупериода цикла 7.5.

Для каждой комбинации пар временных рядов сейсмических структур четвертого ранга для параметра N были получены кривые взаимной корреляции со смещением и с шагом корреляции 1 год, показывающие временную связь сейсмических событий. Используемая методика корреляции приведена в [7].

Взаимная корреляция без временного смещения может отражать провокацию сейсмических событий (как удаленных, так и близких) каким-либо внешним или общим внутренним триггерным фактором, либо суперпозицией таких факторов [6, 2]. При наличии корреляции с временным смещением можно судить о существовании опосредованного взаимодействия сейсмических структур через прохождение тектонической деформационной волны в литосферном пространстве [1, 11, 8], что может выражаться в миграциях очагов землетрясений [1, 11] от одной коррелирующей структуры к другой, или переключках [8]. Определить направление предполагаемой миграции или переключки можно по направлению смещения максимума корреляции относительно нуля корреляционной кривой. Зная величину

смещения максимумов взаимной корреляции, измеряемую в годах, и примерное расстояние между сейсмическими структурами, можно судить о порядках скоростей предполагаемых миграций.

По результатам корреляционного анализа за период 1964-2003 гг. на территории БРС выделены области, между структурами которых зафиксирована значимая корреляция со смещением, а также области значимой корреляции без смещения (рис. 3).

Большую зону взаимной корреляции (на рис. 3 зона I) образуют 10, 12, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26 сейсмические структуры. Коэффициенты корреляции меняются в пределах от 0.6 до 0.8. Возможно, что в зоне единого сейсмического режима каждая структура является также источником медленных деформаций

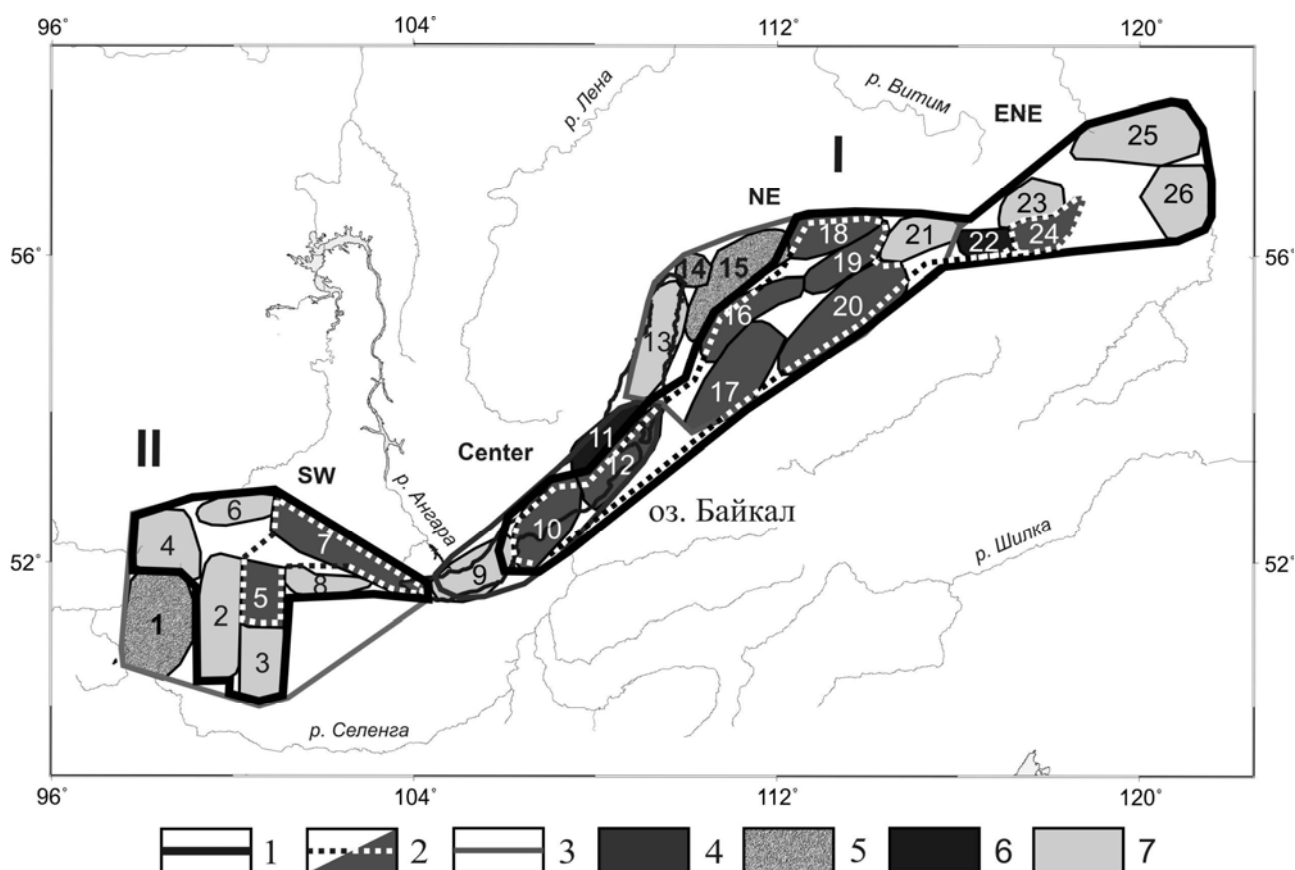


Рис. 3. Зоны взаимной корреляции Байкальской рифтовой системы:

1-2 – контуры зон взаимной корреляции со смещением (1) и без смещения (2), их номера обозначены римскими цифрами I и II; 3 – контуры сейсмических структур третьего ранга (SW, Center, NE и ENE); 4 – сейсмические структуры одной зоны корреляции без смещения; 5 – сейсмические структуры, корреляция между которыми обусловлена «выбросами» в структуре данных; 6 – сейсмические структуры, между которыми наблюдается корреляция раз в 4 года; 7 – остальные сейсмические структуры

ционных волн, действующих на соседние структуры в пределах одной зоны корреляции. Структуры 1 и 9 коррелируют между собой ($r > 0.6$) и со структурами 14 и 15 ($r > 0.85$). Но если исключить из временного ряда первой и девятой структур сильные события («выбросы»), они будут коррелировать со структурами зоны I, а с участками 14 и 15 корреляции не будет. Зону корреляции II образует группа структур: 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8. Коэффициенты корреляции от 0.4 до 0.6 между структурами этой группы при использованной длине массива являются значимыми.

Направления предполагаемых переключек, выявляемые по знаку смещения максимумов на кривых взаимной корреляции, являются разносторонними. Величина абсолютного смещения максимумов корреляции меняется от 1 года до 13 лет. Точные скорости предполагаемых

переключек по результатам данного вида анализа на масштабном уровне сейсмических структур определить нельзя. Но можно сказать, что они меняются в пределах от первых десятков до первых сотен километров.

На рис. 4 представлены результаты корреляции за период 1980-1990 гг. как наиболее интересные за отдельные десятилетия. Пунктирными линиями соединены одноцветные сейсмические структуры одной цепи корреляции, между каждой парой которых зафиксирована взаимная корреляция без смещения или с небольшим смещением (1 год). Одну из цепей корреляции аппроксимирует линия зоны современной деструкции литосферы, выделенная С.И. Шерманом по сейсмологическим данным [12]. Такая корреляция говорит о синхронности сейсмической активности в начале этого десятилетнего периода. За другие промежутки времени

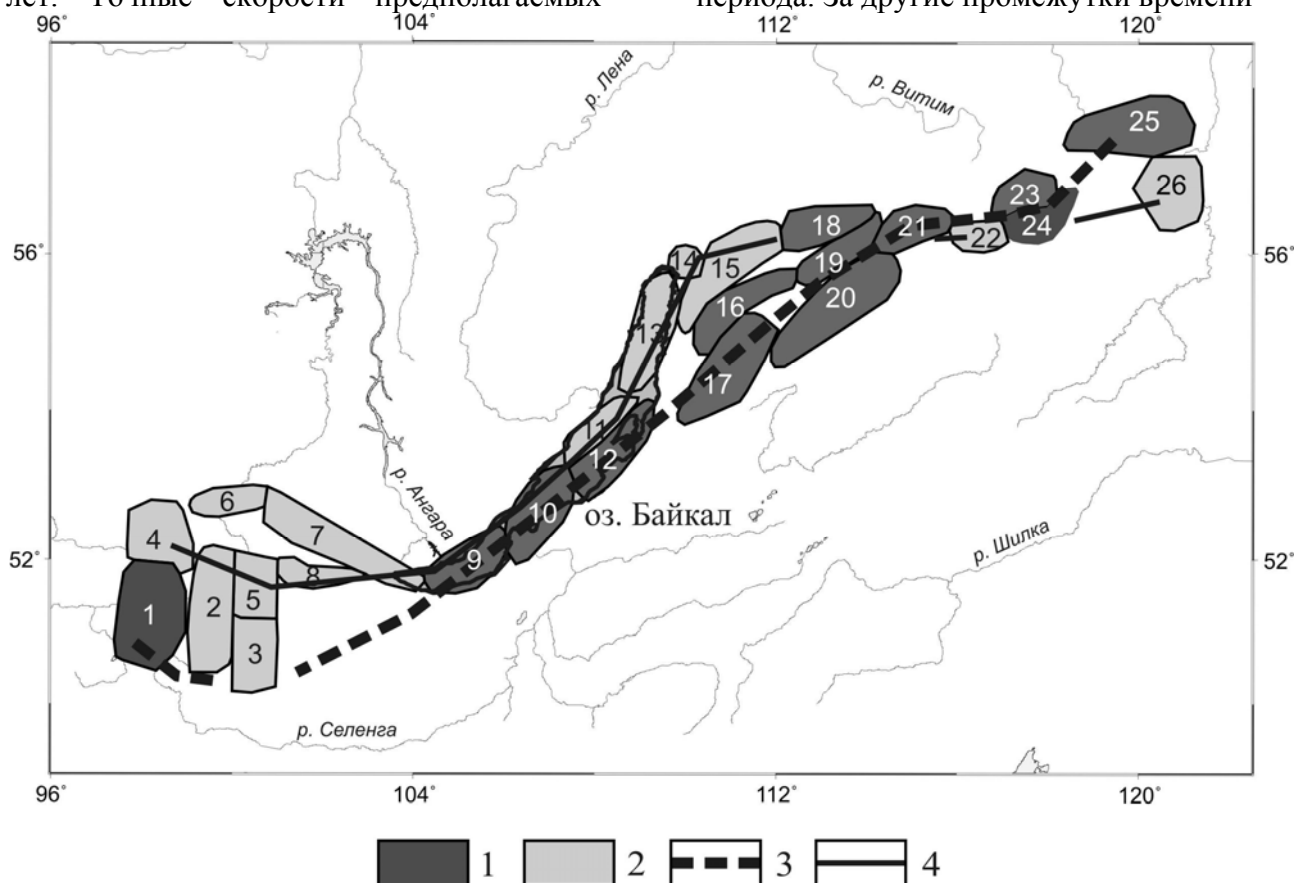


Рис. 4. Корреляционные цепи сейсмических структур четвертого ранга за период 1980-1990 гг.:
1 – сейсмические структуры первой цепи корреляции; 2 – сейсмические структуры второй цепи корреляции; 3 – линия, соединяющая сейсмические структуры первой корреляционной цепи; 4 – линия, соединяющая структуры второй цепи корреляций

сейсмические структуры, объединенные в одну корреляционную цепь, коррелируют между собой со смещением. Другая цепь корреляций пространственно приурочена к краевому шву Сибирской платформы.

Результаты гармонического анализа сейсмичности хорошо согласуются с результатами корреляционного анализа. Абсолютные величины смещения максимумов корреляции на графиках взаимной корреляции, измеряемые в годах, принимают значения: 2, 4, 6, 8, 10, 11, 12. Эти значения можно соотнести с полученными гармониками 1.86, 3.8, 6.2, 7.5 и гармониками, близкими к солнечным.

Заключение. Применение геоинформационных технологий позволило использовать методический подход к выделению сейсмических структур, исследовать их пространственно-временные характеристики на основе статистического анализа известных параметров эпицентрального поля землетрясений, а также интегрировать информацию о сейсмических структурах, накапливая комплексную модель их множества.

С использованием производительного информационно-программного комплекса, предоставляющего решения для широкого круга задач обработки и анализа массовых геоданных, были сделаны следующие выводы.

1. В сейсмическом процессе отдельных частей БРС выявляются доминирующие гармонические составляющие с периодами 9.5, 10.6, 12.6 и 7.5 лет. Природа гармоник 9.5, 10.6, 12.6, вероятней всего, одна и связана с колебаниями солнечной активности, оказывающей влияние на многие процессы на Земле. Однозначно соотнести гармонику 7.5 лет с каким-либо явлением пока нельзя. Возможно, такая периодичность связана с воздействием локального триггерного фактора, обусловленного собственно процессом рифтогенеза.

2. На территории БРС выявлены области, в пределах которых между сейсмическими структурами наиболее вероятны переключки землетрясений,

происходящие как вдоль простирания БРС, так и в поперечных направлениях.

3. Наличие корреляционных цепей на территории БРС позволяет заключить, что имеют место периоды синхронизации сейсмического процесса по двум основным направлениям вдоль ее простирания.

Комплекс методов статистического анализа временных рядов позволил получить новую информацию о Байкальском рифте как о динамической системе и определить направление дальнейших исследований в этой области.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке проекта программы РАН №16.3.

Библиографический список

1. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. – 2003. – 152 с.
2. Задонина Н.В. Динамика временных вариаций интенсивности опасных природных процессов. Анализ временных рядов. – Иркутск: Из-во ИрГТУ, 2007. – 102 с.
3. Козлов В.И., Крымский П.Ф. Физические основы прогноза катастрофических геофизических явлений. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1993. – 164 с.
4. Леви К.Г. Неотектонические движения земной коры в сейсмоактивных зонах литосферы. Тектонофизический анализ. – Новосибирск: Наука, 1991. – 166 с.
5. Леви К.Г. Сейсмические структуры литосферы и тектонические движения // Актуальные проблемы современной геодинамики и глубинного строения территории СССР: Тезисы докл. XX Всесоюз. тектонического совещ. – М., 1987. – С. 9.
6. Вариации геофизических полей как проявление детерминированного хаоса во фрактальной среде / Лукк А.А. [и др.]. – М.: ОИФЗ РАН, 1996. – 191 с.
7. Марпл С.Л. (мл.). Цифровой спектральный анализ и его приложения. – М.: Мир, 1990. – 584 с.
8. Ружич В.В., Хромовских В.С., Перязев В.А. Анализ глобальной пространственно-временной миграции очагов силь-

ных землетрясений с геотектонических позиций // Инженерная геодинамика и геологическая среда. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 72–81.

9. Разломы и сейсмичность Северо-Муйского геодинамического полигона / Саньков В.А. [и др.]. – Новосибирск, 1991. – 111 с.

10. Шебалин Н. В., Арефьев С. С., Татевосян Р. Э. О собственных структурах сейсмичности // Актуальные проблемы современной геодинамики: Тез. докл. XX Всесоюз. тектонического совещ. – М., 1987. – 18 с.

11. Шерман С.И., Горбунова Е.А. Количественный анализ современной активности разломов Центральной Азии и их триггерных механизмов // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии: Тезисы докл. Материалы всероссийского совещания с международным участием. Т. 2. – Иркутск, 2007. – С. 195–203.

12. Шерман С.И., Демьянович В.М., Лысак С.В. Новые данные о современной деструкции литосферы в Байкальской рифтовой зоне // Докл. АН. 2002. Т. 387. № 4. – С. 533–536.

Рецензент зам. директора по науке ИЗК СО РАН
доктор геолого-минералогических наук, профессор К.Г. Леви

Краткие сообщения

УДК 549.091.7

Т.С. Соколова¹, Л.А. Иванова²

МЕДЬСОДЕРЖАЩИЙ ТУРМАЛИН «ПАРАИБА»

В статье рассмотрены месторождения медьсодержащего турмалина; приведены его физические свойства и оптические характеристики и рассмотрены примеры обработок, изменяющие цвет минерала на дорогую «Параиба» окраску.

Ключевые слова: медьсодержащий турмалин, структура, месторождения, термообработка, спектр поглощения, номенклатура.

Библиогр. 13 назв. Ил. 8. Табл. 1.

COPPER-BEARING TOURMALINE “PARAIBA”

T.S. Sokolova¹, L.A. Ivanova²

The article gives a review of the deposit of a copper-bearing tourmaline. It presents its physical properties, optical characteristics and examines the examples of treatments changing the color of the mineral into the valuable “Paraiba” coloration.

Keywords: copper-bearing tourmaline, structure, deposits, heat treatment, absorption spectra, nomenclature.

13 sources. 8 figures. 1 table.

В августе 1988 года Хейтор Барбоса впервые обнаружил в штате Параиба поразительно окрашенный неоновый-синий турмалин. Это была первая находка медьсодержащего турмалина, называемого сегодня «Параиба» [11].

«Параиба» – турмалины ювелирного качества добываются в настоящее время в Южной Америке и Африке. Они ценятся благодаря своей необычной окраске, обусловленной примесью меди.

Медьсодержащий турмалин типа «Параиба» относится к эльбаиту, состав которого $(\text{Na}, \text{Li})\text{Al}_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3(\text{OH}, \text{F})_4$, где

Al^{2+} и Al^{3+} занимают октаэдрические позиции Y и Z соответственно. Как известно, турмалин обладает кольцевой структурой, которая состоит из колец тетраэдров и двух видов колец октаэдров (рис. 1, 2).

Установлено [12], что в кристаллической решетке турмалина ионы Cu входят в позиции октаэдра Y, узлы которого заселены ионами Mg и Al (см. рис. 1, 2).

Параметры элементарной ячейки [2, 9], для медьсодержащих турмалинов определены как $a_0=15,854 \text{ \AA}$ и $c_0=7,102 \text{ \AA}$, что также типично для эльбаита. Однако соотношение a_0/c_0 для турмалинов на диа-

¹Соколова Татьяна Сергеевна – студентка Иркутского государственного технического университета, 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, тел.: (83952) 405233, e-mail: antares_86@mail.ru

²Иванова Лариса Александровна - старший научный сотрудник Института земной коры СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, тел.: (83952) 427191, e-mail: liva@crust.irk.ru

¹Sokolova Tatyana Sergeevna, a student of Irkutsk Technical University, 83 Lermontov St., Irkutsk, tel.: (83952) 405233, e-mail: antares_86@mail.ru

²Ivanova Larisa Aleksandrovna, a the senior scientific worker of the Institute of the Earth's crust of Siberian Department of Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk, 664033, tel.: (83952) 427191, e-mail: liva@crust.irk.ru

грамме (рис. 3) показывает, что присутствие Cu, Mn и Bi воздействует и затрагивает параметры решетки.

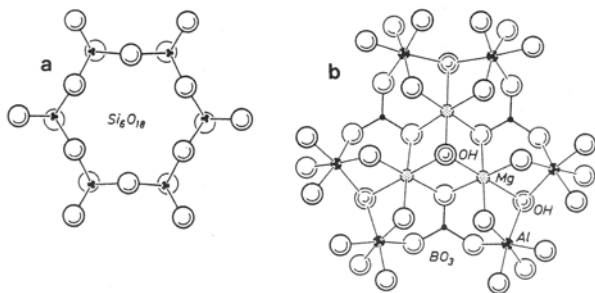


Рис. 1. Структура турмалина:
а) кольцо тетраэдров Si_6O_{18} ,
б) октаэдрические кольца и слои

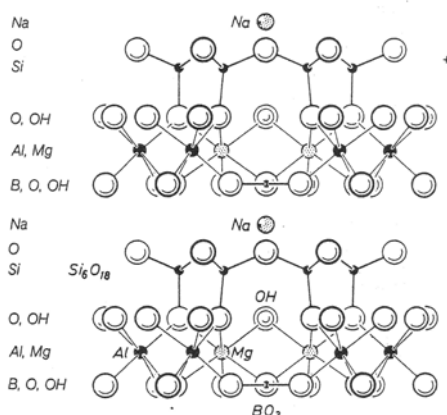


Рис. 2. Структура турмалина, расположенная параллельно оси-с

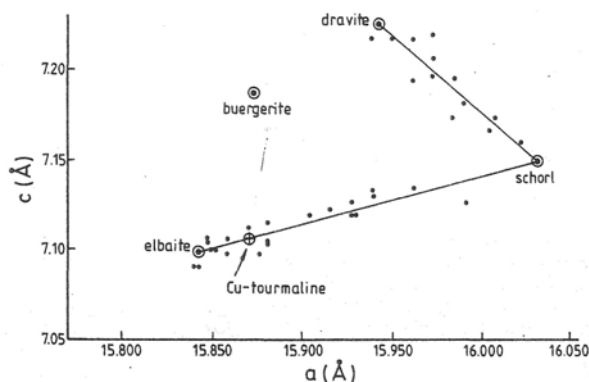


Рис. 3. Соотношение параметров кристаллической решетки a_0/c_0 для разноокрашенных турмалинов Henn U, Bank H, Bank F.H. [2]

Первоначальный источник находок медьсодержащего турмалина носит название Mina da Batalha (рис. 4). Окрестность Batalha находится в большой, хорошо известной провинции штата Параиба, содержащей тысячи пегматитовых тел, которые сложены полевым шпатом, кварцем,

слюдай, колумбитом, танталитом и др. [7, 11]. Месторождение представлено параллельными и пересекающимися системами пегматитовых даек. Пегматитовые тела достигают мощности 20-140 см. Полевые шпаты в пегматитах в значительной степени каолинизированы. Кристаллы турмалина ювелирного качества обнаружены в каолиновой глине или внутри небольших глиняных карманов в средней зоне пегматита. Ассоциация минералов включает кварц, лепидолит, шерл, темно-зеленый эльбаит и оксиды Nb-Ta.

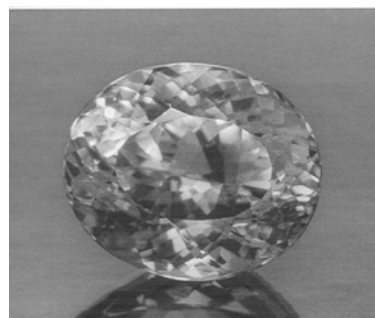


Рис. 4. Cu-содержащий турмалин, 4,09 карат, рудник Mina da Batalha

В течение 90-х годов сходный, но менее насыщенный голубой Cu-содержащий турмалин небольших размеров был открыт в штате Рио ду Норте, рудники: Mulungu и Alto dos Quintos [1]. Несмотря на то что оба находятся за пределами штата Параиба, турмалины, добытые там, носят известную торговую марку «Параиба».

В 2001 г. медьсодержащие турмалины были обнаружены на юго-западе Нигерии, рудник Edeko; на ювелирный рынок эти медьсодержащие турмалины поступают как нигерийский тип I [1]. Найденные образцы турмалинов этой местности изначально именовали как «турмалин Индиго» или «африканский Параиба» [5], подчеркивая сходство их химического состава и цвета со знаменитыми бразильскими турмалинами марки «Параиба».

Турмалины, найденные в местности Ofiki, относят к нигерийскому типу II; это голубые эльбаиты, которые содержат меньше Cu и больше Pb (> 0,03 вес. %), нежели медьсодержащий материал рудника Edeko (содержание CuO > 3 вес. %).

В целом, африканские турмалины отличается широкий цветовой диапазон, цветовые вариации которых обуславливаются главным образом вариантами содержания меди и марганца: светло-синие, фиолетово-синие, неоновосиние, сине-зеленые, изумрудно-зеленые.

Находка медьсодержащих турмалинов на территории Нигерии весьма интересна с точки зрения геологической истории [4], поскольку сходство турмалинов из Бразилии и Нигерии свидетельствует о формировании месторождений в одинаковых геологических условиях единого материка Гондваны.

В 2005 г. новый источник привлекательного Си-содержащего турмалина был обнаружен в Мозамбике [6, 8]. Разрабатываемая местность расположена в регионе Alto Ligonha, приблизительно в 100 км юго-западнее Нампула. Образцы разнообразны по цвету: синие, зеленые, фиолетовые и розовые (рис. 5).

Сравнение основных оптических характеристик, цвета и включений в медьсодержащих турмалинах из Бразилии, Нигерии и Мозамбика представлены в таблице.

Медьсодержащие турмалины открытых месторождений были исследованы [1] методом LA-ICP-MS – плазменной спектроскопии. В результате чего было уста-

новлено, что турмалины Бразилии, Нигерии и Мозамбика отличаются содержанием входящих элементов.



Рис.5. Си-содержащие турмалины из рудника Alto Ligonha, Мозамбик

Наиболее наглядно это представлено на тройной диаграмме следовых количеств элементов Mg-Zn-Pb (рис. 6), где для нигерийских образцов характерно преобладание состава Pb-Zn, бразильским – Mg-Zn, мозамбикским – Pb, с некоторым переходом в состав Pb-Zn.

Ahmadjan Abduriyim, Hiroshi Kitawaki и Masashi Furuya [1] выяснили, что некоторые бразильские медьсодержащие турмалины после термообработки приобретают отчетливый неоновосиний цвет.

Процесс нагревания проводился и на полированных фрагментах мозамбикских медьсодержащих турмалинов. Цвета до обработки были: пурпурно-розовый,

Сравнительная характеристика медьсодержащих турмалинов из Бразилии, Нигерии и Мозамбика

	Бразилия	Нигерия	Мозамбик
Показатели преломления	$n_o = 1,638 - 1,642$ $n_e = 1,618 - 1,621$	$n_o = 1,638 - 1,641$ $n_e = 1,619 - 1,620$	$n_o = 1,638 - 1,640$ $n_e = 1,618 - 1,620$
Двупреломление	0,018 - 0,021	0,018 - 0,021	0,018 - 0,021
Удельный вес	3,04 - 3,13	3,04 - 3,10	3,06 - 3,10
Цвет	Бирюзово-синий, неоновосиний, электрик, зеленовато-синий, изумрудно-зеленый, голубой, фиолетово-синий	Голубой, фиолетовосиний, неоновосиний, изумрудно-зеленый, зеленовато-голубой	Голубой, насыщенно-синий, фиолетово-синий, синеvато-зеленый, светло-зеленый
Содержание CuO (вес. %)	0,40 - 2,50	0,48 - 3,20	0,16 - 3,21
Характерные включения	Газово-жидкие, небольшое количество трубчатых	Включения самородной меди. Игольчатые желтокоричневые трубчатые	Двухфазные газово-жидкие

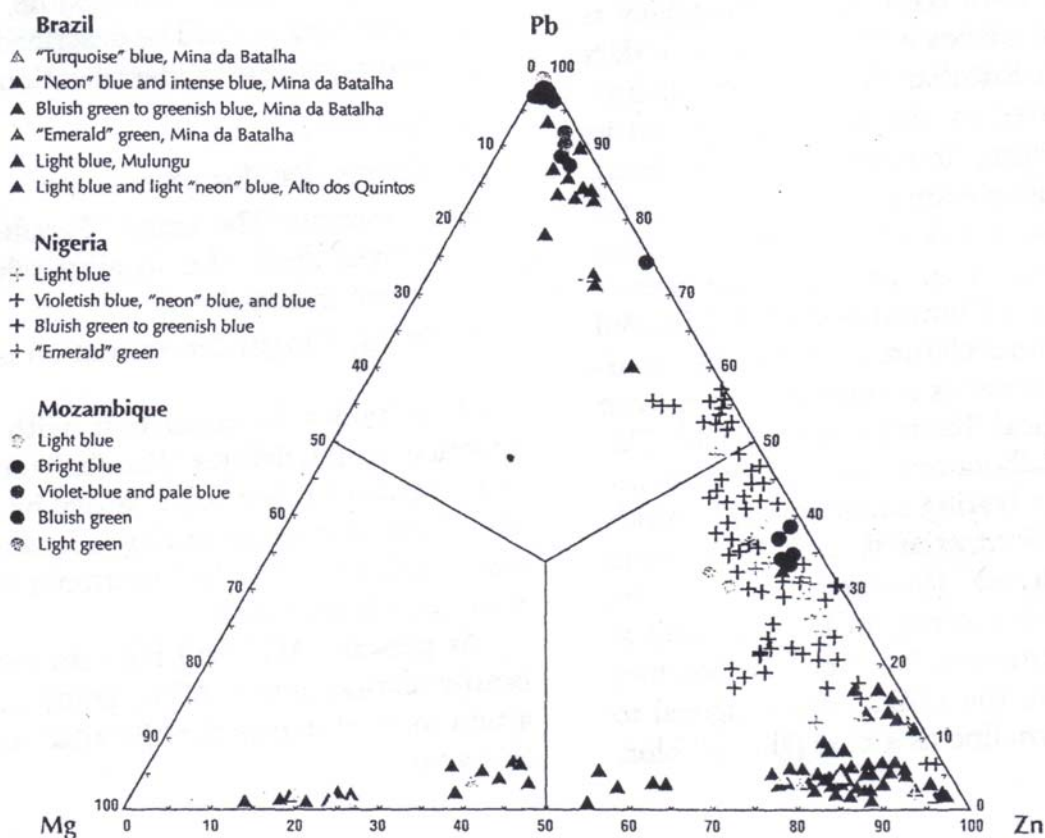


Рис. 6. Тройная диаграмма Mg-Zn-Pb

фиолетово-синий, светло-зеленый и желтый. Каждый образец был разделен на две части, одна из которых обрабатывалась в алюминиевом порошке, затем помещалась в тигель и подвергалась нагреванию; а другая оставалась как исходный образец. Тигель ставился в электрическую печь, где температура аккуратно контролировалась; нагревание выполнялось в двухчасовых интервалах при 300, 350, 400, 450 и 500°C. После этого образцы остывали внутри печи при температуре 60-70°C около одного часа. В результате одна из частей пурпурно-розового образца (рис. 7а) незначительно посветлела при 400°C, другая - потеряла окраску при 500°C.

Розовая окраска обуславливается входением Mn^{3+} , линия поглощения – 515 нм, при обработке образца марганец восстанавливается до двухвалентного – Mn^{2+} и окраска исчезает. Нагревание светло-фиолетово-синего образца (рис. 7б) привело к появлению неоновосиней окраски при 500°C. Этот образец показал

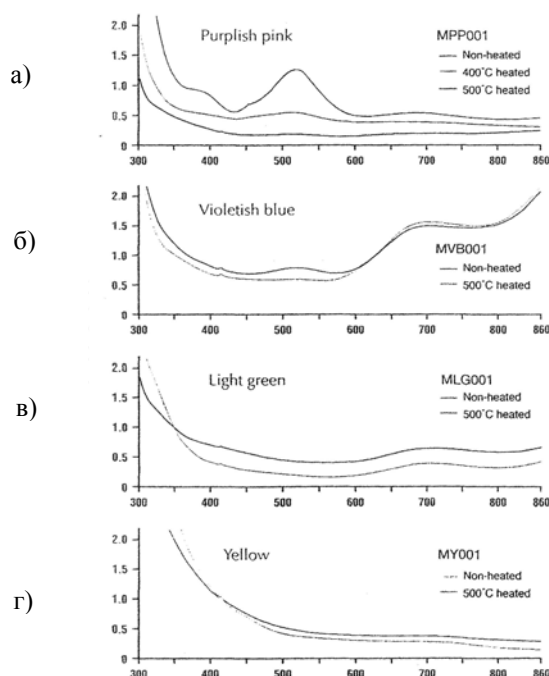


Рис. 7. Поляризованные спектры поглощения мозамбикских медьсодержащих турмалинов: а- пурпурно-розовый, б- фиолетово-синий, в- светло-зеленый, г- желтый

широкую полосу поглощения в области 690 нм, которая обусловлена наличием Cu^{2+} . Цвет светло-зеленого образца (рис. 7в) незначительно усилился после нагревания, тогда как желтый образец (рис. 7г) остался неизменным.

Наиболее удачными экспериментами облагораживания [1, 4] считается термообработка нигерийских турмалинов. Цвет мог быть изменен от пурпурно-красного до изумрудно-зеленого, от зеленовато-синего и фиолетово-синего до неоновосинего, что является ценным для турмалинов марки «Параиба».

Schultz-Cuttler R. [10] исследовал ограненный турмалин необычайного «аметистового» цвета, весом 1,5 карат, который при освещении лампой накаливания W-нитью приобретал стальносиний цвет, что не характерно для природных камней – обычно окраска смещается к более красным тонам. По своим характеристикам камень относился к эльбаиту. В спектре поглощения присутствовали максимум Mn – 510 нм и интенсивные максимумы Cu – 688 и 896 нм. Автор делает вывод, что присутствие Cu и определяет уникальные свойства исследованного турмалина.

В 2006 г. медьсодержащий турмалин был вновь обнаружен в месторождениях штата Параиба [3] недалеко от города Junco do Serido, который располагается приблизительно в 18 км севернее рудника Mina da Batalha. Турмалиновая окраска ювелирных образцов включает синие, зеленовато-синие, зеленые и фиолетовые тона, но наиболее ценный неоновосиний материал составляет 20% от всей продукции. Турмалины рудника Glogious имеют эльбаитовый состав и в содержании большинства образцов $\text{Cu} > \text{Mn}$, как и в бразильских турмалинах типа «Параиба».

Турмалины рудника Minergasao Batalha обычно зонально-окрашены, имеют множественные включения, в результате чего хрупки для огранки; на сегодняшний день пока нет ограненных камней этого месторождения. Но владельцы этого рудника оптимистичны и уверены,

что он будет приносить хорошее сырье в будущем.

Уникальный цвет «Параиба» особенно эффектным становится после огранки камня: открывается его сияние и «внутренний огонь» (рис. 8). Недаром, говоря о цвете, употребляют определения «неоновый» или «электрик». Цена этого чарующего камня может легко достигать до 20 тыс. \$/карат. Самый большой камень, весом 65 карат, был продан в Америке в год открытия минерала за сумму в 2 тыс. \$/карат. Недавно он был перепродан за 25 тыс. \$/карат.



Рис. 8. Окруженный алмазами центральный камень в кольце (10, 91 карат) турмалин «Параиба», ограненный в 2003 г.

Рыночная стоимость пятикаратного камня благородного цвета может варьироваться от 10 до 15 тыс. \$/карат [13]. Стоимость этих редких камней продолжает расти, уже давно занимая ценовые позиции, недостижимые ранее для турмалинов.

Поскольку месторождение медьсодержащего турмалина не единично – Ассоциация Геммологических Лабораторий (AGL) в Японии установила [1], что синезеленый турмалин неоновосинего цвета вследствие присутствия меди может иметь торговое название «Параиба», если подтверждено, что этот камень из Бразилии. AGL допускает использование названия «Параиба» к турмалинам из штата Рио-ду-Норте. В феврале 2006 г. было решено, что любой другой турмалин «Параиба», не относящийся к этому географическому источнику, должен иметь следующие позиции в описании:

- Вид: эльбаит
- Разновидность: турмалин «Параиба» (название турмалин «Параиба»)

получено по месторождению в Бразилии, где впервые он был добыт)

• Источник: источник определения необязателен

Эта номенклатура находится в соответствии с практикой CIBJO, которая не определяет источника медьсодержащего турмалина. Таким образом, CIBJO рассматривает турмалин «Параиба» как общую разновидность или торговое название. Однако номенклатуру турмалина «Параиба» в настоящее время продолжают разрабатывать.

Библиографический список

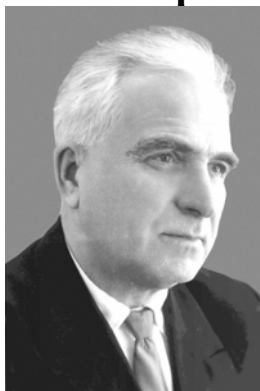
1. Ahmadjan Abduriyim, Hiroshi Kitawaki, Masashi Furuya, Dietmar Schwarz. "Paraiba" - type tourmaline. // *Gems&Gem*. 2006. P. 4-20.
2. Henn U, Bank H, Bank F.H. Transparent bright blue Cu-bearing tourmalines from Paraiba, Brazil. // *Mineral. Mag.* 1990. № 54. P. 553-557.
3. Masashi Furuya. Copper-bearing tourmalines from new deposits in Paraiba state. // *Gems&Gem*. 2007. P. 236-239.
4. Milisenda C.C. Kupferhaltige Turmaline aus Nigeria. // *Gemmologie*. 2001. 50. №3. P. 121-122.
5. Milisenda C.C. Kupferhaltige Turmaline aus Nigeria. // *Gemmologie*. 2001. 50. №4. P. 217-223.
6. Milisenda C.C. *Gemmologie Aktuell*. // *Gemmologie*. 2005. 54. №2-3. P. 63-72.
7. Milisenda C.C. „Paraiba-Turmaline“ aus Quintos de Baixo, Rio Grande do Norte, Brasilien. // *Gemmologie*. 2005. 54. №2-3. P. 73-84.
8. Milisenda C.C., Henn U. Neues Vorkommen kupferfuhrender Turmaline in Mosambik. // *Gemmologie*. 2006. 55. №1-2. P. 5-24.
9. Rossman G.R., Fritsch E., Shigley J.E. Origin of color in cuprian elbaite from Sao Jose de Batalha, Paraiba, Brazil. // *Amer. Mineral*. 1991. № 76. P. 1479-1484.
10. Schultz-Cuttler R. Paraiba-Turmaline mit Inversfarbwechsel. // *Gemmologie*. 2003. 52. №1. P. 25-29.
11. Wilson W.E., Wendell E. Cuprian elbaite from the Batalha Mine, Paraiba, Brazil. // *Mineral. Rec.* 2002. № 33. P. 127-138.
12. Машковцев З.И., Смирнов С.З., Шигли Дж.Е. Особенности вхождения ионов Cu^{2+} в структуру турмалина. // *Журнал структурной химии*. 2006 т.47. №2. С. 259 – 263.
13. Тимошук Н. «Параиба» - камень, рожденный в Бразилии. // *Русский ювелир*. 2007. № 4. С. 59-60.

Рецензент доктор геолого-минералогических наук, профессор
Иркутского государственного технического университета Р.М.Лобацкая

Память о них сохраним

В 2009 году факультет геологии, геоинформатики и геоэкологии Иркутского государственного технического университета и геологическая общественность Иркутска и Восточной Сибири отмечает две знаменательные даты:
110 лет со дня рождения профессора *Сергея Андреевича Вахромеева* – известного исследователя рудных месторождений Урала и Сибири и
75 лет со дня рождения профессора *Гелия Сергеевича Вахромеева* – видного сибирского ученого-геофизика.

Сергей Андреевич Вахромеев (1899-1983)



Научная и педагогическая деятельность С.А. Вахромеева, начавшаяся в конце 20-х годов и завершившаяся в 80-х годах прошлого столетия, была всецело посвящена одному разделу геологических наук – учению о геологии полезных ископаемых и являет собой яркий пример служения раз и навсегда выбранному делу.

Окончив в 1929 г. Уральский политехнический институт, он начал изучение рудных месторождений богатейшей Уральской металлогенической провинции, работая до 1938 года в НИИ “Уралгеомин”, а затем в Свердловском горном институте, где возглавлял кафедру геологии полезных ископаемых.

Второй этап научной и педагогической деятельности С.А. Вахромеева связан с Восточной Сибирью, где он в 1951 г. возглавил кафедру петрографии и полезных ископаемых Иркутского горно-металлургического института. На этой кафедре он работал до последних дней своей жизни, совмещая педагогическую

деятельность с изучением рудных месторождений этого региона.

Научное наследие С.А. Вахромеева отражено более чем в 150 опубликованных и рукописных трудах, среди которых 20 монографий, учебников и учебных пособий, завоевавших признание не только в бывшем Советском Союзе, но и за рубежом. Наиболее существенный вклад был внесен им в следующие разделы учения об МПИ:

- геология и минералогия месторождений черных и цветных металлов;
- процессы рудообразования и классификация месторождений полезных ископаемых;
- некоторые проблемы теоретической и региональной металлогении.

Кроме того, профессор С.А. Вахромеев, более 50-ти лет отдавший подготовке кадров в высшей школе, был создателем ряда общепризнанных учебников и учебных пособий.

Результатами исследований уральских месторождений были монография «Хромиты Урала», за которую С.А. Вахромееву в 1936 г. была присуждена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук, и докторская диссертация «Состав и структуры руд колчеданных месторождений Урала и некоторые данные по вопросу их генезиса» (1945).

С 1951 г. начинается «сибирский» период деятельности С.А. Вахромеева. Объектами его исследований стали месторождения железа (Ангари-Илимский рудный район), молибдена и вольфрама (Западное Забайкалье) и другие, которые он изучал со своими коллегами по кафедре в Иркутском политехническом институте В.П. Васильевой, Е.Д. Иньшиным, Д.М. Корытовой, В.Н. Антипиным, В.В. Залуцким, Ю.К. Усольцевым и др. Наиболее существенными были исследования минерального состава железных, молибден-вольфрамовых руд и их зональности.

С.А. Вахромеев был одним из зачинателей минераграфических исследований руд в нашей стране. На основании своих научно-исследовательских работ и педагогической деятельности в Свердловском горном институте С.А. Вахромеев подготовил и в 1941 г. выпустил «Руководство по минераграфии». Оно явилось наиболее полным учебником по этому курсу и используется в вузах до настоящего времени, несмотря на то, что появились и новые руководства, и новые методы изучения руд. Новыми в этом руководстве в то время были разделы, описывающие рудный микроскоп, изготовление шлифов, составление зарисовок и другие практические приемы, необходимые при обучении студентов. В 1950 г. вышло существенно переработанное второе, а в 1956 году – третье издание этого учебника с грифом Министерства высшего образования. О его востребованности говорит тот факт, что «Руководство» было переведено на немецкий, украинский и дважды на китайский языки.

Крупным вкладом С.А. Вахромеева в создание учебной литературы было написание им лично или в соавторстве с коллегами полного и сокращенного учебников «Месторождения полезных ископаемых» и ряда конспектов лекций по этому предмету. Наиболее известным был учебник «Месторождения полезных ископаемых, их классификация и условия образования» (1961) и особенно его второе издание (1979). Как и все труды С.А. Вахромеева, он отличается четкими композиционными формами, ясным простым языком изложения даже самого сложного геологического материала, в то же время отвечает высоким научным требованиям. Учебник переведен на китайский и монгольский языки. До настоящего времени он является одним из основных для вузовского теоретического курса геологии полезных ископаемых.

Сергей Андреевич был весьма разносторонне развитой личностью. Типичный русский интеллигент, он блестяще знал и любил классическую музыку, живопись, литературу, был заядлым охотником и рыболовом. Любовь к музыке он привил своим сыновьям – докторам наук профессорам И.С. Вахромееву и Г.С. Вахромееву. Поражала исключительная организованность и целеустремленность С.А. Вахромеева, жившего по строгому графику и считавшего труд ученого ежедневным маленьким подвигом.

Весьма примечательно, что С.А. Вахромеев был основателем «геологической династии» – дело отца продолжили его сыновья – геолог Игорь Сергеевич Вахромеев, изучавший рудные месторождения Урала, и геофизик Гелий Сергеевич Вахромеев – известный своими трудами в области геофизических методов исследований. В настоящее время в геологии работает его внук – кандидат геолого-минералогических наук Андрей Гелиевич Вахромеев, продолжая дело отца и деда.

Редколлегия

Гелий Сергеевич Вахромеев (1934-2000)



Научная и педагогическая деятельность Г.С. Вахромеева, начавшаяся в середине XX и завершившаяся на рубеже XXI столетия, была посвящена разработке методики геофизических исследований при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых.

Г.С. Вахромеев родился в 1934 г. в г. Свердловске. Русский, член КПСС с мая 1979 г.

В 1952 г. окончил с золотой медалью мужскую среднюю школу № 37 г.Свердловска и поступил в Иркутский горно-металлургический институт. В связи с закрытием геофизической специальности в 1954 г. перевелся в Свердловский горный институт, который окончил с отличием по специальности «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых» в 1957 г.

По окончании института работал инженером и старшим геофизиком полевых партий конторы «ВостСибнефте-геофизика». В 1960 г. избирается на должность ассистента, в 1962 г. – старшего преподавателя, в 1967 г. – доцента. С 1977 по 1999 г. заведовал кафедрой геофизических методов разведки.

В 1965 г. Г.С. Вахромеев защитил кандидатскую диссертацию "Наземные геофизические и геохимические исследования при поисках редкометалльных карбонатитов" в ВИМСе, а в 1975 г. в ИЗК СО АН СССР - докторскую "Основы методологии комплексирования геофизических исследований при решении геологических задач". В 1978 г. утвержден ВАК в ученом звании профессора.

Г.С. Вахромеев автор 260 научных трудов, в т.ч. 23 монографий, учебников и учебных пособий, 7 изобретений. Он был организатором и бессменным председателем Совета по защитах докторских диссертаций при ИрГТУ.

Под его научным руководством подготовлены и успешно защищены 22 кандидатских и 8 докторских диссертаций. В качестве официального оппонента выступал по 7 докторским и 8 кандидатским диссертациям.

Кафедра под его руководством в 1998 г. достигла стопроцентной «остепененности»: из 11 преподавателей было 6 докторов и 5 кандидатов наук.

Кафедра геофизических методов разведки ИрГТУ под руководством Г.С. Вахромеев одной из первых в стране начала разработку теоретических основ комплексирования геофизических методов исследований при решении геологических задач. Г.С. Вахромеев - основоположник теории физико-геологического моделирования, один из разработчиков общих принципов комплексирования геофизических методов, экологической геофизики и геофизики чрезвычайных ситуаций.

Г.С. Вахромеев являлся научным руководителем и непосредственным исполнителем госбюджетных и хозяйственных НИР по физико-геологическому моделированию и обоснованию методик комплексных геофизических исследований при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. По этой проблеме он защитил докторскую диссертацию и опубликовал несколько монографий (1970-1987).

С 1977 г. принимал активное участие в научных исследованиях международной Керуленской экспедиции (ИПИ, МонПИ).

Достижения Иркутской школы геофизиков-разведчиков пользуются признанием в нашей стране и за рубежом. Г.С. Вахромеев выступал с докладами на различных международных конференциях: в МНР (1980), Европейской ассоциации геофизиков-разведчиков (ЕАРГ) в Италии (Венеция, 1981), Франции (Канны, 1982), Англии (Лондон, 1984), на XXX Международном геофизическом симпозиуме стран СЭВ в Москве (1985), на международной геофизической конференции в США (Новый Орлеан, 1987). Его статьи печатает журнал «Geophysical Prospecting» – официальный орган ЕАРГ. Поездки за рубеж и изучение технической документации фирм, лучших зарубежных образцов аппаратуры и новейших методик, экспонировавшихся на выставках геофизического оборудования в Венеции, Канаде и Лондоне, позволили кафедре геофизических методов разведки внедрить систему многократных сейсмических наблюдений и зондирования становлением электрического поля при изучении малых глубин в условиях многолетней мерзлоты.

Г.С. Вахромеев вел большую методическую работу. В 1971-72 гг. он был приглашен в Монгольский политехнический институт, где организовал лабораторию разведочной геофизики и поставил преподавание общего курса геофизических методов разведки для студентов горно-геологического факультета.

Впервые в нашей стране Г.С. Вахромеев поставил преподавание спецкурсов «Общие принципы комплексирования геофизических методов» (1969) и «Теория физико-геологического моделирования» (1986). В 1987 г. он был приглашен в МГУ для чтения лекций студентам-геофизикам геолфака. В 1987/88 гг. он вел научно-педагогическую работу в Горной школе штата Колорадо, США, в рамках

Фулбрайтской программы по приглашению Международного Совета по обмену лекторами (г. Вашингтон). Одновременно выезжал с гостевыми лекциями и семинарами в Гавайский университет г. Гонолулу, Ново-Орлеанский университет, в Бруклин и Хантер – колледжи университета г. Нью-Йорка.

В течение многих лет (1976-1991) Г.С. Вахромеев был членом редколлегии журнала "Геофизические методы разведки рудных и нерудных месторождений" (Екатеринбург).

С 1992 г. Г.С. Вахромеев руководил организованным им Институтом экологической геофизики РАЕН. Возглавлял одно из направлений отделения международной кафедры ЮНЕСКО «Экология и устойчивое развитие Байкальского региона». Академик РАЕН, почетный профессор Монгольского технического университета, почетный геолог МНР, Соросовский профессор, почетный член профессорского клуба Владивостока. Был членом Головного экспертного совета по геологии и разведке МО РФ, членом научного совета по инженерной и экологической геофизике РАН, зам. председателя геофизической секции УМО по высшему геологическому образованию, зам. председателя совета по высшему образованию РАЕН. Член РУМЦ, Евро-Азиатского общества геофизиков-разведчиков и национального географического общества США.

В последние годы, будучи тяжело больным, но всячески скрывая это, он написал две книги – «С.А. Вахромеев (воспоминания об отце)» и «Воспоминания геофизика-разведчика». Последняя вышла уже после его смерти.

Г.С. Вахромеев награжден медалями «За трудовое отличие», «Ветеран труда», знаками «Победитель социалистического соревнования 1974 г.», «Ударник XI пятилетки», «Отличник высшей школы», «Почетный геолог МНР», Заслуженный деятель науки РФ.

Редколлегия

А.Г. Вахромеев

СИБИРСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДИНАСТИЯ ВАХРОМЕЕВЫХ

Мне скоро пятьдесят и вся моя жизнь прошла в геологической семье, под геологическим солнцем. Основателем геологической династии Вахромеевых мы считаем моего деда, **Сергея Андреевича**.

Я воспитывался родителями в его доме и, безусловно, под его пристальным вниманием. Но сегодня я понимаю, какую огромную роль в судьбе деда сыграла бабушка Вера, **Вера Павловна**. Думаю, что именно благодаря ей в семье сформировался и всячески поддерживался культ «геологии». Подчеркнуто важным и интересным было все, что касалось геологии, и сегодня, спустя десятилетия, мы тщательно стараемся поддерживать это бережное отношение к делу, огромному, серьезному направлению в науке, а также взаимоотношения сыновей, внуков и всех членов нашего большого и дружного клана.

Ведь старший брат папы **Игорь Андреевич**, вернувшись домой после трех лет фронта, поступил в Горный институт, выбрав в качестве жизненного пути геологию. Школа с золотой медалью, красный диплом горного инженера - геолога, работа в полевых геологических партиях и экспедициях. Оба сына выбрали линию отца и не изменили ей до конца своей жизни. Оба защитили кандидатские и докторские диссертации, получили звание профессора. Сегодня перелистывая книги или оттиски статей, я читаю: *«Дорогим маме и папе от старшего сына»*; *«Дорогому сыну Гелию от любящего отца»*; *«Маме и папе от младшего сына»*; *«Сыну Андрею в качестве аванса...»*. Это уважение к каждому небольшому «кирпичику» в геологии и семейная поддержка.

Фронтовые годы Игоря Сергеевича остро переживала вся семья. Он встретил первый бой в возрасте 18-ти лет автоматчиком на Курской дуге под Прохоровкой. В пехоте прошел с боями

три долгих боевых года и вернулся домой после трех ранений и трех контузий. С 1951 по 1956 год Игорь Сергеевич возглавлял поисково-разведочные работы в Учалинском районе на Урале, работая главным инженером Учалинской ГСП. Это были решающие годы в открытии и освоении крупнейших медноколчеданных месторождений, сделавших Башкирию одним из главных центров добычи медных руд в Советском Союзе. Мой отец обожал и боготворил брата и старался быть на него похожим. В 1999 г. отец закончил и издал воспоминания брата «Прохоровка. Поле брани».

Сегодня, работая с учебниками деда, я совершенно отчетливо осознаю, что Сергей Андреевич – «глыба» в науке и нам, младшему поколению, достичь его уровня почти невозможно. Я не могу отрезать что-то «нецелевое» - мне не хватает суперцелеустремленности деда, его системности в подготовке книг, четкого разделения ритма жизни на работу и отдых.

Отец, **Гелий Сергеевич**, могуч по своему. Он обосновал важнейшее на сегодня направление в разведочной геофизике – комплексирование геофизических методов. А на момент защиты докторской работы отца этот подход был далеко не очевиден. Комплексный подход к поисково-разведочному циклу сегодня закладывается студентам с первых дней обучения в вузе, уже во введении в специальность. Курс «Теоретические основы комплексирования геофизических методов» в 1959 г. введен как самостоятельный в учебные планы для геофизической специальности. Лекции по «Теории физико-геологического моделирования» отец читал в двенадцати ведущих вузах нашей страны и за рубежом, в т.ч. в четырех крупнейших университетах Америки – в Колорадо, Вашингтоне, Нью-Йорке и на Гавайях. Выступления на крупнейших международных геофизических конгрессах

во Франции, Англии, Италии и Китае позволили широко внедрить в массы идею и практический опыт комплексирования, а также обеспечили мировое признание школы кафедры геофизики. И высочайший рейтинг кафедры отца по России в 2007 году обеспечен им и его командой – плеядой учеников в ранге кандидатов наук, докторов и профессоров.

Моя мама, **Любовь Даниловна**, настоящий полевой геолог, до моего рождения каждый год проводила в экспедициях. Старики и мы, младшее поколение, считаем ее четвертым **почетным геологом**, она – единственная женщина в нашей династии. С 1964 г. мама работает в Минералогическом музее нашего университета, более 20 лет возглавляет его дружный коллектив. В нем фактически выросли мы с сестренкой. Музей для мамы – это вторая, во многом главная Жизнь. Сегодня мама член Всесоюзного Минералогического Общества, заслуженный работник Культуры РФ. Мало кто с такой энергией и энтузиазмом живет в своей работе! Работе со студентами, молодежью, внушению им мысли об исключительности минералогического мира мама посвятила всю свою жизнь.

Я же далеко не сразу принял душой геологическую тропу жизни, хотел с малых лет стать охотоведом. Но все же пошел по стопам родителей, в гидрогеологию. Этот выбор был активно поддержан дедом – Сергеем Андреевичем, отцом – Гелием Сергеевичем и моим дядей – Игорем Сергеевичем – родным братом отца. Каждый из них в разное время и по-своему высказался о том, что *с водой на планете «напряженка», это большая проблема для человечества и для страны и без работы я не останусь.* «...Единственное, что ты должен четко уяснить – это работа в одном направлении. Не меняй профиль, найди большое серьезное направление, «струи» и работай над проблемами в этой «струе». Пусть это нефтяная гидрогеология, или водоснабжение, или гидрогеологическая

съемка. Будешь менять свою линию – ничем путным это не кончится! И специалистом не станешь, и результатов серьезных не добьешься, и авторитета в своей профессии не будешь!»

Сегодня прошли 32 года с моего первого полевого сезона. «Линия жизни» моя – пятого в семье геолога – сложилась с первых полевых работ в испытании глубоких нефтяных и газоконденсатных скважин Сибирской платформы, месторождений Непского свода. Я представляю уже третье поколение династии. Самым захватывающим для меня с первых дней стало и остается все, что связано с глубоким бурением на нефть, газ и рассолы. Проводка глубоких скважин, отбор керна, его описание, испытание на продуктивность – крайне интересны мне профессионально и технически.

Игорь Светославович, внук Игоря Сергеевича и мой племянник был первым, кто из наследников четвертого поколения династии выбрал нефтяную геологию. Точно в линии, которую мне когда-то объяснил дед, Сергей Андреевич! После окончания Уфимского геологического института он специализировался на повышении продуктивности малодебитных нефтяных скважин. Работал на нефтяных скважинах в Когалыме, Тюмени, внедрял разработки института. Поступил в аспирантуру.

К 70-летию со дня рождения моего отца, Гелия Сергеевича, я подготовил каталог опубликованных работ и фондовых геологических отчетов нашей геологической семьи. И был немало удивлен – в активе династии около 500 публикаций в открытой геологической печати, в том числе более 60 коллективных и персональных монографий, учебников и учебных пособий! А с полевыми отчетами набирается более 700 работ! Общий стаж работы в геологии более 250 лет. Понимая, как много времени ученый – педагог тратит на подготовку научной статьи или лекции, мы, молодые, сегодня сказали бы, что это очень круто.

Вся трудовая жизнь или большая ее часть для нашей династии связана с геологоразведочным факультетом Иркутского Горно-Металлургического, позже Политехнического, Ордена Трудового Красного Знамени института, а сегодня Государственного Технического Университета. Сюда в 1951 г. приехал и возглавил кафедру «Петрографии и полезных ископаемых» мой дед, Сергей Андреевич Вахромеев. Закончив специальность «геофизика...», через годы одноименную кафедру возглавил мой отец, Гелий Сергеевич. Многие годы работает в Минералогическом Музее моя мама, Любовь Даниловна. Здесь в 1983 г. я

закончил обучение по специальности «гидрогеология и инженерная геология». Александр и Сергей Вахромеевы – мой сын и племянник – выбрали «нефтяное бурение». Александр заканчивает университет, а Сергей - второй курс университета. Работают на практиках, всерьез пересказывая нам с супругой детали своих трудовых будней. Я по-настоящему счастлив, ведь ребята поддержали выбор прадеда Сергея, дедов Игоря и Гелия, бабушки Любы, мой выбор как отца, просто линию династии, которая стала для моих стариков линией жизни.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «ИЗВЕСТИЯ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ СЕКЦИИ НАУК О ЗЕМЛЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ ЕСТЕСТВЕННЫХ НАУК. ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ»

включен в **Перечень ВАК**

для публикации работ по содержанию докторских диссертаций,
имеет государственную регистрацию и распространяется по подписке
(Каталог «Роспечать», индекс 66096)

1. В журнале публикуются статьи по следующей тематике:
 - геологическое строение рудных месторождений (вмещающие комплексы пород, связь оруденения с магматизмом, осадконакоплением, метаморфизмом);
 - тектоника месторождений и рудных полей (складчатые, разрывные нарушения, магматогенные структурные элементы; геодинамические реконструкции);
 - минералогия и геохимия месторождений полезных ископаемых; геммология;
 - генетические вопросы формирования месторождений полезных ископаемых;
 - металлогения (рудные зоны, районы, пояса);
 - методика поисков и разведки рудных месторождений;
 - экономическая оценка рудных месторождений, правовые основы недропользования;
 - физико-геологические модели месторождений;
 - геофизические методы поисков и разведки рудных месторождений;
 - ГИС применительно к рудным объектам;
 - горно-буровые методы поисков и разведки;
 - гидрогеология и инженерная геология рудных районов, полей и месторождений;
 - вопросы геоэкологии применительно к освоению рудных районов, полей, месторождений.
2. Статьи принимаются от авторов, работающих в вузах России, в отраслевых и академических научно-исследовательских институтах и в производственных геологических организациях.
3. Объем статьи должен быть не свыше 12 стр. машинописного текста, включая таблицы и иллюстрации.
4. Статьи принимаются в 2-х экземплярах машинописи на листах формата А4 и на дискете 3,5 или диске CD, в формате Microsoft Word 2000 для Windows. Шрифт Times New Roman, размер 12 (строки через 1,0 интервал), перенос слов автоматический. Параметры страницы и абзаца: отступы сверху и снизу 2,5 см, слева и справа 2,5 см, табуляция 1 см, ориентация книжная.
5. Статья должна сопровождаться индексом УДК (в правом верхнем углу), аннотацией **на русском и английском языках** (не более 7 строк каждая), списком ключевых слов **на английском и русском языках**, актом экспертизы, сведениями об авторах (название вуза, организации, учреждения, фамилия, имя, отчество, должность, контактный телефон, почтовый и электронный адрес) - **на русском и английском языках**.
6. Цитируемая литература дается общим списком в конце статьи в алфавитном порядке и полном ее наименовании (не более 15 наименований). Ссылки в тексте приводятся в квадратных скобках с указанием порядкового номера в списке.
7. Текст статьи формируется в 2 столбца. Места для рисунков и таблиц резервируются в начале или конце страницы в виде пробелов.

8. Рисунки и фотографии (2 экз.) должны быть выполнены чисто и аккуратно в соответствии с требованиями к геологической графике, в оттенках черно-серого цвета. Масштаб их должен быть пригодным для тиражирования, а размер не более 170x245 мм. В электронном варианте статьи представляются в виде отдельных файлов с расширением *BMP, *DOC, *JPEG или *TIF. Количество рисунков не должно превышать 5 шт. Распечатанные рисунки на стандартных листах формата А4 прилагаются к статье в отдельном конверте, пронумеровываются и снабжаются отдельным списком подписей с указанием их местоположения на полях рукописи и в пределах поля рисунка.
9. Статья должна быть подписана всеми авторами в конце текста с указанием полного названия организации, фамилии, имени, отчества, должности, почтового и электронного адресов авторов **(на русском и английском языках)**.
10. Желательно, чтобы статьи сопровождалась представлением кафедры (лаборатории) и рецензией одного из членов редколлегии журнала.
11. Авторы статей, помещаемых в сборник, обязуются содействовать его популяризации в своих организациях и содействовать подписке.
12. Плата с аспирантов за публикацию рукописи не взимается.
13. Редакция оставляет за собой право отклонять статьи, не отвечающие указанным требованиям. Поступающие в редакцию материалы возврату не подлежат.
14. Журнал выпускается с периодичностью 2 номера в год

По вопросам публикации обращаться по адресу: 664074, г.Иркутск, Лермонтова, 83, Иркутский государственный технический университет, редколлегия, аудитория Е-314.

Телефоны

(3952) 40-51-12 – главный редактор Семинский Жан Вячеславович
e-mail: seminsky@istu.edu

(3952) 40-51-14 – зам. главного редактора Кочнев Анатолий Петрович,
e-mail: kochnev@istu.irk.ru

зам. главного редактора Учитель Михаил Семенович,
e-mail: uchitel_mc@istu.edu

(3952) 40-56-53 – ответственный секретарь Яхно Марина Владиславовна
e-mail: ggpi@istu.edu;

**ИЗВЕСТИЯ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ СЕКЦИИ НАУК О ЗЕМЛЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ ЕСТЕСТВЕННЫХ НАУК**

**ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

**2009
№ 1(34)**

Компьютерный набор и верстка А.П. Кочнев

Подготовила к печати Н.В.Родионова

Подписано в печать 30.05.09.Формат 60х84/8.

Бумага офсетная. Печать офсетная.

Усл. печ. л. 23,5. Уч.-изд. л. 24,75.....

Тираж 300 экз. Зак..... Поз. плана ... н.

ИД №06506 от 26.12.2001

Иркутский государственный технический университет

664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83

Учредитель Иркутский государственный технический университет

Зарегистрирован Федеральной службой по надзору

за соблюдением законодательства в сфере коммуникаций.

Свидетельство о регистрации журнала ПИ № ФС77-22266 от 2.11.05 г.