

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

1/2014

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Г. В. РУЧКИН

Бюро: *В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машиковцев,
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
Т.М.Папеско (зам. главного редактора),
А.Ю.Розанов, В.И.Старостин*

Редсовет: *Е.М.Аксенов, А.Н.Барышев, Э.К.Буренков
(председатель редсовета), А.И.Варламов,
Г.С.Вартанян, И.Ф.Глумов, А.И.Жамойда,
М.М.Константинов, А.К.Корсаков,
В.С.Круподеров, Н.К.Курбанов, Н.В.Межеловский,
И.Ф.Мигачев, В.С.Сурков, Е.Г.Фаррахов*

МОСКВА

Попова Т.А., Бычкова И.А., Сухачева Л.Л.

К 70-летию научно-исследовательского института
космоаэрогеологических методов 3

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Лурье М.А., Шмидт Ф.К.

О возможных путях образования abiогенных компо-
нентов нефти 13

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Лурье А.М.

Источник меди и свинца стратиформных месторож-
дений 17

Черепанов А.А.

Крупнейшее месторождение графита Союзное (но-
вые данные) 21

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Гусев А.И.

Щелочные гранитоиды Майорского массива и их по-
тенциальная рудоносность (Горный Алтай) 33

Нестерович Н.В., Косовский Я.А., Наумко И.М., Фе-
доришин Ю.И.

Пирокластические пизолиты трапповой формации
северо-западной Волыни (Луковско-Ратновская гор-
стовая зона). 41

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С.

Активизация современных сейсмостектонических
процессов на западе Олёмко-Становой сейсмической
зоны 48

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА

Голева Р.В., Луговская И.Г., Мельников М.Е.

О генезисе «космических шариков» в железомарган-
цевых рудах Мирового океана 55

Романовский Н.П., Гурович В.Г., Иволга Е.Г.

Япономорская зона перехода континент—океан:
петромагнитная характеристика и золотоносность
геологических структур. 62

ДИСКУССИИ

Бакулин Ю.И.

Развитие Земли и грядущие(?) глобальные экологи-
ческие катастрофы 71

РЕЦЕНЗИИ

Быховский Л.З., Дубинчук В.Т.

Биогенное рудообразование 75

ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ

Бровина А.А.

Документальное наследие ученого-геолога П.А.Бо-
рисова — исследователя минерально-сырьевых ре-
сурсов Северо-Запада России 77

Юбилей Наталии Исааковны Назаровой 80

Редакция: Т.М.Панеско, К.С.Щербакова
Компьютерная верстка Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 31.01.2014. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Сайт научной электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Типография ФГУП ЦНИГРИ

К 70-летию научно-исследовательского института космоаэрогеологических методов

Т.А.ПОПОВА, И.А.БЫЧКОВА, Л.Л.СУХАЧЕВА («Научно-исследовательский институт космоаэрогеологических методов» — филиал ФГУП «Центральный научно-исследовательский институт машиностроения» (НИИКАМ — филиал ФГУП ЦНИИмаш); 196140, г.Санкт-Петербург, Пулковское шоссе, д.82)

Попова Татьяна Александровна

Бычкова Ирина Анатольевна, Ibychkova@gmail.com

Сухачева Леонтина Леонидовна, Sukhacheva@mail.ru

On the 70th anniversary institute of remote sensing in geology

T.A.POPOVA, I.A.BYCHKOVA, L.L.SUKHACHEVA

В феврале 2013 г. исполняется 70 лет научно-исследовательскому институту космоаэрогеологических методов (НИИКАМ), появившемуся в трудные военные годы в составе Академии наук как самостоятельное учреждение — Лаборатория аэрометодов (ЛАЭР). За прошедшие годы учреждение претерпело немало изменений — статуса, подчинения разным ведомствам и, как следствие, изменения круга решаемых задач.

Лаборатория аэрометодов была образована в г.Москва по инициативе академика А.Е.Ферсмана на базе двух академических структур: Комиссии по применению аэросъемки и Группы маскировки. Директором ЛАЭР был утвержден академик П.И.Степанов, заместителем А.В.Гавеман. В штате Лаборатории было тогда всего 11 сотрудников.

В годы Великой Отечественной войны ЛАЭР выполняла методические разработки по военно-географическому дешифрированию аэрофотоснимков прифронтовых территорий по заданиям Инженерного комитета Советской армии. Под редакцией А.В.Гавемана было подготовлено 6 альбомов по военно-географическому дешифрированию (авторы: А.К.Пронин, А.И.Виноградова, Е.М.Давидович, Л.М.Хацкелевич).

В первые послевоенные годы Лаборатория организовала специализированные аэрофотосъемочные работы в разных районах страны. Под руководством Ю.С.Доброхотова в 1946—1947 гг. была выполнена аэрофотосъемка (АФС) вулканов Камчатки и Кавказа. Полученные результаты позволили подготовить атлас вулканов, который был издан в 1969 г. Ю.С.Доброхотовым и А.Е.Святловским. А.К.Пронин провел изучение лесов с помощью экспериментальной спектральной аэрофотосъемки. В.П.Мирошниченко выполнял АФС-работы в Туркмении. Н.Г.Келль подготовил и в 1948 г. издал монографию «Графический метод в действиях с погрешностями и положениями (распределениями)».

В 1947 г. П.И.Степанов вышел в отставку, директором ЛАЭР был избран член-корреспондент АН СССР Николай Георгиевич Келль — выдающийся ученый-геодезист, один из основоположников отечествен-

ной фотограмметрии. В 1948 г. по предложению П.И.Степанова состоялся перевод Лаборатории в г.Ленинград, так как на тот момент там были сконцентрированы научные силы в области аэрометодов.

Н.Г.Келль был убежден, что успешное использование аэрометодов при изучении природы Земли и решении актуальных задач народного хозяйства возможно лишь при комплексном изучении физических особенностей природных объектов и совершенствовании технических средств получения и обработки материалов аэрофотосъемки. При всех перестройках Лаборатории комплексный подход к изучению природы оставался постоянным.

В Ленинграде Н.Г.Келль сумел поставить на ключевые позиции в Лаборатории ведущих ученых в области аэрометодов. Фотографический отдел возглавил доктор химических наук К.С.Ляликов. Геологическими исследованиями руководили доктора геолого-минералогических наук В.В.Шарков и С.С.Шульц, гидрогеологическими — доктор геолого-минералогических наук Г.Я.Мейер. Фотограмметрическую тематику вел доктор технических наук В.Г.Зданович. Работы по изучению тектоники и ландшафтного строения Туркмении возглавил кандидат геолого-минералогических наук В.П.Мирошниченко. Доктор геолого-минералогических наук А.Б.Вистелиус разрабатывал вопросы применения математических методов в геологии. Для выполнения летных работ пригласили опытного летчика, аэросъемщика треста Арктикразведка К.П.Константинова, который еще в 1930-х гг. командовал отрядом Института аэросъемки в г.Ленинград.

Н.Г.Келль организовал аспирантуру при ЛАЭР, так как высшие учебные заведения не готовили специалистов по аэрометодам. К моменту ухода Н.Г.Келля из Лаборатории (1963 г.) 40 сотрудников и аспирантов защитили диссертации под руководством ведущих специалистов ЛАЭР.

В 1949 г. был утвержден состав ученого совета ЛАЭР. Помимо ведущих сотрудников Лаборатории в него вошли: академик Д.В.Наливкин, члены-корреспонденты АН СССР С.В.Калесник, П.М.Татаринев,

А.Д.Александров, профессор М.М.Русинов, крупный ученый-геодезист В.В.Каврайский и др. Ученый совет играл важную роль в выборе приоритетных направлений работ. В том же 1949 г. вышел из печати I том Трудов ЛАЭР. Издание стало периодическим и выпускалось вплоть до 1960 г., когда увидел свет X том. В 1951 г. в ЛАЭР организовалась библиотека. Ответственной за комплектование библиотеки назначена А.И.Виноградова, хранение книг возложено на К.М.Завадскую. Фонды библиотеки постоянно пополнялись, в них сосредоточилась обширная тематическая коллекция книг по аэрометодам, отечественных и зарубежных авторов.

Сразу же после переезда в г.Ленинград Лаборатория аэрометодов начала создавать свой фотограмметрический аэрофотополигон на Судомских высотах, в селе Вышегород. Работами по созданию Вышегородского опытного аэрофотополигона руководил Е.В.Пономарев. В 1950 г. был подготовлен аэродром для легких самолетов. Трудом ЛАЭР удалось создать на большой площади опорную сеть в плановом и высотном отношении. В 1960 г. геодезические работы по созданию высотного обоснования аэрофотополигона были приняты государственной комиссией Госгеонадзора с оценкой отлично, так была создана сеть триангуляции II класса.

На Пулковских высотах для лаборатории построили здание фильмотеки, предназначенное для обработки и хранения материалов АФС. В 1959 г. в Пулково открыли Центральную аэросъемочную фильмотеку.

В 1950 г. по распоряжению правительства ЛАЭР начала аэрофотосъемочные работы на Каспийском море в интересах Министерства нефтяной промышленности. За несколько лет работ в ЛАЭР были разработаны основы теории аэрофотографирования морского дна, что позволило обеспечить получение фотоизображения до глубин 20—40 м (в зависимости от прозрачности воды). Одновременно были разработаны аэрометоды изучения геологического строения дна морских мелководий. Благодаря этим разработкам на Каспии были открыты новые нефтеносные структуры. 5-летний опыт исследований Каспийской аэрогеологической экспедиции был обобщен в подготовленном в 1955 г. в ЛАЭР «Кратком методическом руководстве по применению аэрометодов для геологических исследований мелководных участков морского дна Каспийского моря». Лаборатория выдвинула эту работу и ее авторов (научный руководитель Н.Г.Келль, основные исполнители: В.В.Шарков, К.С.Ляликов, А.Г.Калько, З.И.Гурьева) на соискание премии Президиума АН СССР в категории «за труды выполненные или законченные в 1955 г.». Такая премия была присуждена ЛАЭР «за оказание помощи нефтяной промышленности» за существенный вклад в дело изучения нефтяных и газовых месторождений СССР. Успешная практическая работа на Каспии позволила добиться увеличения штата ЛАЭР до 119 единиц.

В 1953—1954 гг. на Северном Каспии проводились работы по выявлению участков наиболее перспективных на нефть и газ (С.С.Шульц). Изучение тектонического строения морского дна, целиком покрытого современными осадками, производилось на основе аэрометодов. В результате морских аэрогеологических исследований с учетом выявленных наземными работами закономерностей развития структурных форм на дне моря, в качестве наиболее перспективной была намечена мелководная полоса, пересекающая Северный Каспий в направлении восток—юго-восток—запад—северо-запад. Эта полоса представляла собой составную часть крупной антиклинальной зоны, протягивающейся от Донбасса до Султан-уиз-дага. В ее пределах на морском дне на основе аэрометодов было выявлено несколько брахи-антиклинальных складок. В последующие годы существование части из этих поднятий было подтверждено морскими геофизическими работами.

По инициативе Н.Г.Келля в 1955 г. были начаты работы по оценке возможности использования аэрометодов при поисках коренных месторождений алмазов в Северной Якутии. Итогом работ стало открытие 4 кимберлитовых трубок: Промежуточная, Аэрофотосъемочная, Академическая, Ильменитовая. В 1957 г. в Комитете по делам изобретений и открытий при Совете Министров СССР была зарегистрирована работа ЛАЭР: «Открытие кимберлитовых трубок», раздел темы «Разработка методики поисков коренных месторождений алмазов в условиях вечной мерзлоты на основе аэрометодов», руководители: В.М.Барыгин и В.Б.Комаров; исполнители: Н.В.Кобец, А.Н.Лукичева, И.И.Аднашев.

Под руководством В.П.Мирошниченко разрабатывалась методика изучения новейшей и современной тектоники на основе ландшафтного метода дешифрирования аэро-, а впоследствии и космических снимков. В.П.Мирошниченко предложил использовать результаты ландшафтных исследований для изучения компонентов ландшафта, как индикаторов геологического строения и различных полезных ископаемых, гидрогеологии, почвы и др. Также он выдвинул идею аэрофотосъемки всей территории СССР в масштабе 1: 60 000 сетью широтных маршрутов (географических опорных профилей), вдоль которых должна быть выполнена комплексная работа, связанная с разработкой аэрометодов, что позволило бы охватить все разнообразие физико-географических условий территории СССР.

Месторождение нефти, открытое В.П.Мирошниченко на туркменском шельфе Каспия, было названо им в честь Лаборатории аэрометодов «Банка ЛАМ». В настоящее время это крупное месторождение находится в Туркмении, а банка получила другое наименование — Джейтун. На ней установлены стационарные платформы, идет успешная добыча нефти англо-арабской компанией Dragon Oil.

Лаборатория аэрометодов внесла заметный вклад и в океанографические исследования. И.А.Черкасов и Ю.Д.Шариков разработали способ синхронной стереосъемки морского волнения с 2-х самолетов и на его основе — способ стереометрического измерения волнового рельефа. По характеру волнения оказалось возможным судить о глубине воды. Н.С.Рамм занималась теорией двухсредной фотограмметрии. Она разработала стереофотографический метод картирования морских мелководий, с помощью которого удалось отделить изображение поверхности воды от изображения дна и определить мощность слоя воды. В 1957 г. было подготовлено методическое руководство по изучению волнения по одиночным аэроснимкам. В 1963 г. Н.С.Рамм в соавторстве с А.М.Кузиной и И.В.Семенченко опубликовала монографию «Применение аэрометодов для исследования моря».

Лесная группа ЛАЭР под руководством С.В.Белова выполнила значительный объем работ по дешифрированию древесных насаждений в различные сезоны года: таежных лесов Ленинградской, Архангельской, Томской областей; смешанных хвойно-широколиственных лесов Кавказа, Брянской области и Западной Украины. Была разработана методика спектрально-аэрофотосъемки лесов, проведены широкие исследования спектральной отражательной способности древесных пород, а также лугов, болот, почвогрунтов. Труды сотрудников лесной группы в 1957 г. были опубликованы под названием «Ученые записки лесной группы». В 1959 г. вышла в свет монография С.В.Белова «Аэрофотосъемка лесов».

Н.Н.Соколов исследовал возможности применения аэрометодов при изучении ландшафтных явлений в различных географических зонах. Н.Н.Соколов руководил комплексными исследованиями по разработке методики применения аэрофотосъемки при изучении берегов и побережий водохранилищ. ЛАЭР провела экспедиционные работы на Рыбинском, Цимлянском, Куйбышевском водохранилищах. В этих экспедициях совместно работали геоморфологи, почвоведы, геоботаники, картографы, фотограмметристы. Итогом работ стали карты масштаба 1:10 000 для различных компонентов ландшафтов; было выполнено сравнение аэрофотосъемки с материалами, полученными до заполнения водохранилищ.

С.С.Шульц возглавлял исследования по теме «Выявление связи рельефа и новейшей тектоники с геологическим строением и структурой северо-западной части Русской платформы с использованием материалов АФС». На основе полученных материалов в 1963 г. было подготовлено издание «Судомская возвышенность. Геолого-геоморфологический очерк» (авторы С.С.Шульц, Б.Н.Можев, В.Г.Можаева).

А.Б.Вистелиус и М.А.Романова разработали методику использования крупномасштабных аэрофотосхем для сопоставления немых тонкослоистых толщ. Результатом работ стали детальные геологические карты

таких тектонически нарушенных районов, как район нефтеносной структуры центральной части полуострова Челекен. М.А.Романова подготовила оригинальную методику исследования петрографического состава песков с самолета с помощью спектрографа, сконструированного в ЛАЭР при ее участии. В 1957 г. по этой методике была успешно произведена опытная аэропетрографическая съемка.

Под руководством члена-корреспондента АН СССР С.Я.Соколова в 1950-х гг. были поставлены опытные работы по применению ультразвука при геологических исследованиях. Было показано (М.В.Мазов), что наиболее перспективным методом возбуждения упругих волн в грунте является использование высоковольтного разряда в жидкости. Сконструированная в ЛАЭР высоковольтная установка была успешно применена для разрушения ледяного покрова в Ладожском озере, а использованный метод признан изобретением.

В 1955—1963 гг. в ЛАЭР работала группа члена-корреспондента АН СССР В.П.Ренгартена. Сотрудники группы разрабатывали новые методы детальной стратиграфии меловых отложений в связи с их нефтеносностью. По результатам работы Т.А.Мордвилко опубликовала монографию «Нижнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья».

В 1956 г. ЛАЭР провела Всесоюзное Межведомственное совещание по аэросъемке, в котором участвовало свыше 800 человек из 230 организаций. Совещание получило официальный статус и проводилось на регулярной основе с публикацией трудов. За 15 лет состоялось 10 совещаний. По решению первого из них в ЛАЭР была образована Межведомственная комиссия АН СССР по аэросъемке, игравшая роль координационного центра в развитии методики аэросъемочных работ в стране. Руководил работой комиссии сотрудник ЛАЭР, инженер-геодезист П.Я.Райзер, автор капитального труда по библиографии аэрометодов «Аэрофотосъемка и аэрофотограмметрия. Библиографический указатель отечественной литературы (1864—1949)». Ученым секретарем комиссии была А.И.Виноградова. Все организации страны, занимавшиеся аэрометодами, ежегодно присылали в комиссию ЛАЭР отчеты о выполненных аэросъемочных работах, которые анализировались, делались выводы и предложения по дальнейшему совершенствованию технологии работ. Возникающие проблемы обсуждались на пленумах комиссии, регулярно проводившихся на базе ЛАЭР.

В 1960 г. в ЛАЭР подготовлена «Карта новейшей тектоники Туркмении», с успехом продемонстрированная на XXI Международном геологическом конгрессе в Копенгагене (руководитель авторского коллектива С.С.Шульц).

Г.Я.Мейер на примере аэросъемочных работ в Калининградской области разработал методику дешифрирования закрытых дренажных систем по материалам аэрофотосъемки, на которую было получено авторское

свидетельство. Также им была разработана методика поиска и картирования пресных грунтовых вод по материалам аэросъемки в засушливых и полувасушливых районах, организованы экспедиции в засушливой зоне Туркмении, полувасушливой Северного Прикаспия и лесной Северо-Запада. В каждой климатической зоне были выделены и изучены индикаторы, указывающие на наличие грунтовых вод. Таким образом, была подтверждена возможность дешифрирования грунтовых вод по аэроснимкам разных масштабов.

Группа под руководством Г.Я.Мейера исследовала оползневые явления Ставропольского края и Ленинградской области.

Гидрогеолог К.Е.Нефедов занимался разработкой методов поиска и картирования грунтовых вод по материалам аэрофотосъемки в пустынях Туркмении, степях Хакасии, в полупустынях Калмыкии, с учетом минерализации вод и глубины залегания на площади. По результатам исследований им в соавторстве с Т.А.Поповой в 1969 г. была подготовлена монография «Дешифрирование грунтовых вод по аэрофотоснимкам»; в 1972 г. в США монографию перевели на английский язык и издали.

Б.В.Виноградов разрабатывал аэрометоды изучения растительного покрова аридных зон, вел геоботанические исследования в Туркмении. Н.Д.Палицын выполнял исследования аэрогеофизических материалов для геологического картирования, руководил Кольской экспедицией, был инициатором применения аэромагнитных работ для поисков кимберлитовых тел в Якутии.

Д.А.Янутш создал законченную методику фотометрической обработки морских снимков, усовершенствовал и частично создал вновь необходимую для этого аппаратуру.

В.И.Павлов вел исследования в области теории фотограмметрии и ее применения для топографического картографирования, топографо-геодезического обеспечения изысканий трасс линейных инженерных сооружений, геологоразведочных и геофизических работ. В 1976 г. по результатам исследований им была опубликована монография «Математическая обработка фотограмметрических измерений».

Ю.С.Толчельников изучал взаимосвязь почв с проявлением новейших тектонических движений в Центральных Каракумах в Туркмении, разработал основы научного направления — оптики ландшафта.

В 1961 г. во время реорганизации Академии наук, проводившейся по указанию Н.С.Хрущева, ЛАЭР вывели из состава АН СССР и передали Министерству геологии и охраны недр СССР, где Лаборатория была переименована в ЛАЭМ. Н.Г.Келль по личной просьбе был освобожден от обязанностей директора. Директором Лаборатории аэрометодов был назначен Владимир Борисович Комаров. Приоритетной тематикой стали геологические исследования. Вопросы применения аэрометодов в изучении лесов, географические прило-

жения, разработка математических методов и другие непрофильные темы были переданы в разные ведомства вместе с сотрудниками, выполнявшими соответствующие работы.

В геологическом ведомстве ЛАЭМ играла роль методического центра, курировавшего все аэросъемочные работы. Ведущие сотрудники ЛАЭМ были назначены кураторами производственных организаций Министерства геологии для оказания помощи в овладении новыми методами геологического дешифрирования и контроля за правильностью и полнотой использования материалов АФС.

В 1967 г. в ЛАЭМ при участии сторонних организаций Министерства геологии СССР и АН СССР был подготовлен I том коллективной монографии «Физические основы и технические средства аэрометодов», а в 1971 г. вышел из печати II том этой монографии «Аэрометоды геологических исследований». Научным редактором монографии была сотрудница ЛАЭМ А.И.Виноградова. В монографии были изложены теоретические основы геологической интерпретации материалов аэрофотосъемки, аэромагнитной, аэrorадиометрической съемки и аэроэлектроразведки; отражены принципы комплексирования аэрометодов при поисках полезных ископаемых и выполнении средне- и крупномасштабных геологических съемок. Издание стало первым в СССР обобщением опыта работ в области аэрометодов в системе геологических учреждений страны.

В 1969 г. Лаборатория аэрометодов определена как специализированная центральная (головная) научно-исследовательская организация Министерства геологии СССР. В этом году Лаборатория впервые послала за рубеж своих специалистов в качестве стажеров: К.М.Петров и В.Б.Комаров прошли стажировку в Дельфтском институте по аэросъемке и наукам о Земле (ИТС).

В 1972 г. в министерстве геологии было принято решение об организации Всесоюзного аэрогеологического НПО «Аэрогеология» и включении в него Лаборатории аэрометодов как научно-исследовательского учреждения, при этом за ЛАЭМ закреплялась роль головной организации по космическим исследованиям. В 1973 г. образованы отделы ЛАЭМ в Москве и Минске. Отдел в Москве просуществовал 4 года. Под руководством С.М.Богородского проводились исследования по научной организации и координации работ на полигонах; выполнялся анализ и оценка эффективности аэро- и космических методов геологических исследований. Начальником отдела в Минске был назначен О.И.Карасев. Отдел образован на базе Лаборатории аэрометодов и морфологических методов БелНИГР, переданной в ЛАЭМ. Минский отдел существовал почти 20 лет, вплоть до распада союзного государства. С учетом отделений штат ЛАЭМ возрос до 340 единиц.

В 1986 г. на базе ЛАЭМ создан Всесоюзный научно-исследовательский институт космоаэрогеоло-

гических методов с включением его в состав Производственно-геологического объединения «Аэрогеология» Министерства геологии СССР. Директором ВНИИКАМ назначен Алексей Владимирович Перцов.

В 1970—1980-х гг. в ЛАЭМ (ВНИИКАМ) выполнялся большой объем геологических работ. Под руководством В.И.Астахова велась разработка методики геологической интерпретации аэро- и космоснимков в таежных районах Западной и Средней Сибири. По итогам работы в 1978 г. было подготовлено методическое пособие «Комплекс дистанционных методов при картировании таежных районов». В 1972 г. опубликовано методическое руководство «Комплексная интерпретация материалов аэросъемок при изучении структуры интрузионных массивов (на примере Кольского полуострова)» (А.В.Доливо-Добровольский, В.М.Будько и др.).

Под руководством Г.В.Гальперова была обоснована и разработана методика использования материалов дистанционного зондирования (МДЗ) при глубинном геологическом картировании районов 2—3-х ярусного строения. По результатам исследований в 1979 г. опубликована монография «Аэрометоды геологического изучения районов двухъярусного строения» (Г.В.Гальперов, Н.А.Брусничкина, А.В.Перцов). Л.М.Герасимов разработал метод аэробιοгеохимической съемки для поисков рудных полезных ископаемых и экологического мониторинга. В.Г.Можаева выполняла исследования по крупномасштабному геоморфологическому картированию с целью выявления локальных новейших поднятий при почвенно-мелиоративных работах в районе Сарпинской оросительной системы.

Одним из первых в стране А.А.Рукояткин начал изучать геологическую расслоенность литосферы путем анализа линеаментов.

К.М.Петров, Н.Ф.Афанасьев и А.В.Теосев разрабатывали математические методы для геологического дешифрирования аэрофотоснимков.

В.В.Шарков и В.И.Гурьева руководили геолого-геоморфологическими исследованиями прибрежных акваторий и берегов островов Сахалин и Итуруп (Курильская гряда) с целью выявления нефтегазовых структур и других полезных ископаемых. По итогам работы в 1968 г. было издано методическое руководство «Геолого-геоморфологическое изучение морских мелководий и берегов по материалам аэрофотосъемки» (авторы З.И.Гурьева, К.М.Петров, Н.С.Рамм, В.В.Шарков), а в 1985 г. монография «Аэрокосмические методы геологического изучения шельфа» (авторы В.В.Шарков, З.И.Гурьева, Е.И.Кильдюшевский).

Н.В.Скублова разработала количественный структурно-геоморфологический анализ, основанный на использовании МДЗ, системном подходе, геоиндикационном моделировании и комплексировании методов и данных, провела морфоструктурное районирование Центрального Казахстана, разработала классификацию

кольцевых морфоструктур с выделением перспективных на оруденение, построила карту прогнозирования геоэкологической ситуации на территорию Центрального Казахстана, а в 1987 г. опубликовала монографию «Структурно-геоморфологические методы в прогнозно-металлогенических исследованиях».

В 1980-х гг. морская группа совместно с Полярным научно-исследовательским институтом морского рыбного хозяйства и океанографии им.Н.М.Книповича (ПИНРО) провела работы в Белом море по оценке ресурсов бурых промысловых водорослей с помощью аэрофотосъемки. По аэрофотоснимкам было выполнено картирование водорослевых полей, определен рельеф дна и грунты, к которым приурочены заросли макрофитов. Результаты работ по оценке промысловых возможностей макрофитобентоса были использованы специалистами ЛАЭМ и ПИНРО при подготовке «Методического руководства по ландшафтному картированию морских макрофитов и оценке их запасов с применением аэрофотосъемок», изданного в 1987 г. От ЛАЭМ в работе участвовали Е.И.Кильдюшевский и Д.С.Гуревич.

В Лаборатории разрабатывались темы, связанные с применением аэро- и космоснимков при геологических исследованиях Антарктиды. В.М.Будько участвовал в пяти антарктических экспедициях.

Г.Н.Каттерфельд разрабатывал методические приемы анализа и поисков структур по материалам дистанционного зондирования Земли, Марса и Луны, проводил сравнительное изучение линеаментной тектоники и вулканизма Земли и других планет.

В 1990-х гг. В.И.Астахов с сотрудниками создали методику использования линеаментных полей в комплексе с геофизическими данными для прогноза глубинных геологических объектов в Сибири и Тимано-Уральском регионе. Была получена система диагностических признаков распознавания поверхностных геологических объектов по МДЗ. Ю.Н.Гололобов руководил исследованиями по созданию методики прогноза экологических последствий землетрясений в нефтегазовых областях по МДЗ.

И.К.Рундквист разработала оригинальные геодинамические модели на основе комплексной интерпретации материалов дистанционных съемок для крупных рудных объектов, таких как Бодайбинский с уникальным золоторудным месторождением Сухой Лог, Мурунтау с рядом Au-Ag месторождений, Печенга и Норильск с Cu-Ni оруденением. И.К.Рундквист руководила тематикой, связанной с разработкой космоаэрогеологических компонентов прогнозно-поисковых моделей крупных рудных объектов масштаба 1:200 000 и 1:50 000. В 1988 г. И.К.Рундквист в составе Правительственной комиссии изучала по материалам аэрофотосъемки геодинамические активные зоны разломов во время Спитакского землетрясения в Армении.

Г.А.Ладнер разрабатывал методы выявления биогеохимических аномалий, вел поиск золота в архейских

зеленокаменных поясах, прогнозировал кимберлитовые поля в Архангельской области и Якутии.

А.А.Чигирев в 1990-е годы занимался разработкой спектрополяриметрической системы дистанционного зондирования для геологических исследований. Он обосновал изучение разнопериодной динамики локальных геофизических полей спектрополяризационным методом, рассмотрел теоретические основы явления аномальной суточной динамики локальных геофизических полей над энергоактивными геологическими образованиями, интегральные и дифференциальные геоэлектрические модели геологической среды.

А.А.Тронин выполнял исследования по применению космической тепловой съемки в сейсмологии.

В 1990—2000 гг. сотрудники НИИКАМ участвовали в ряде международных проектов: по оценке данных самолетного многочастотного радара на территорию Северного Приладожья, совместно с Центром дистанционного зондирования г.Тулуза, Франция, (А.А.Русанова, И.О.Смирнова); по оценке изменений лесов Карельского перешейка и созданию карт природопользования Ленинградской области в рамках европейской программы LIFE/ SOSForest и LIFE/Lenfaune в сотрудничестве с Институтом географии Франции (А.А.Русанова, И.О.Смирнова); по верификации данных спутников JERS-1, ADEOS (Япония), RADARSAT (Канада), ALOS (А.А.Русанова, И.О.Смирнова, В.В.Самсонов, М.Ю.Смирнов, Л.Л.Сухачева), по программе QUEEN, PECHORA (Норвегия, В.И.Астахов). В.В.Самсонов многократно работал в составе советских и российских антарктических экспедиций, изучая геологическое строение Антарктиды. Один сезон он провел в составе Американской экспедиции в Антарктиде. В 2005—2011 гг. НИИКАМ принимал участие в международном проекте «Использование ALOS-данных для изучения ландшафтных изменений, связанных с нефтяными месторождениями и их эксплуатацией на Северо-Западе России». В 2008—2011 гг. сотрудники НИИКАМ участвовали в трехстороннем Российско-Финляндско-Эстонском сотрудничестве по Финскому заливу. На основе анализа архивных и современных материалов дистанционного зондирования были проведены исследования изменчивости береговой зоны и оценка динамики экологического состояния акватории.

За годы своего существования ЛАЭМ (НИИКАМ) неоднократно выполняла пионерские исследования в области дистанционного зондирования, в учреждении разрабатывались новые приборы и методики съемки с авиационных и космических носителей.

В 1960-х гг. в Лаборатории по инициативе В.Б.Комарова были начаты исследования по разработке новых дистанционных методов получения информации, таких как тепловая и радиолокационная съемки. Сначала были развернуты работы в области применения метода аэросъемки в инфракрасном диапазоне, начавшиеся в 1964 г. под руководством Ю.К.Юцеви-

ча. Летом 1967 г. на Камчатке ЛАЭМ успешно осуществила первую ИК (тепловую) аэросъемку с помощью опытного образца отечественного ИК-сканера «Тепло-М». В качестве объектов наблюдения тогда избрали вулканы и термальные источники, т.е. те природные объекты, где можно было получить при съемках максимальный тепловой контраст. Руководителем направления тепловой ИК-аэросъемки был назначен Б.В.Шилин. Первый опытный образец отечественного ИК-сканера «Тепло-М» был разработан в ГОИ Миноборонпрома. Именно этот сканер был использован на Камчатке. Метод тепловой ИК-аэросъемки оказался полезным не только при изучении районов активной вулканической деятельности и районов с термальными водами, но стал востребованным для целей геологического картирования и поисков некоторых видов полезных ископаемых, например, нефти и сульфидных руд, а также в гидрогеологии и инженерной геологии, мелиорации и ирригации, при борьбе с лесными пожарами, при изучении акваторий, снежно-ледяного покрова морей и суши.

Тепловая ИК-аэросъемка успешно развивалась в ЛАЭМ в течение трех десятилетий. Экспериментальная тепловая аэросъемка проводилась на Камчатке, Сахалине, трассе БАМ, в Казахстане, Средней Азии, Арктике, северо-западном регионе. В 1980-е гг. тепловая аэросъемка вышла на международный уровень: в 1982 г. специалисты ЛАЭМ проводили аэросъемки в Чехословакии, в 1987 г. — в Германии и Индии. Под руководством В.Л.Щербакова в 1987 г. специалисты ВНИИКАМ выполнили тепловую аэросъемку района подземных пожаров на угольном месторождении Мукунда в Индии. Данные об обнаруженных очагах были переданы советским специалистам, сумевшим найти способ ликвидации таких сложных пожаров. Накопленный опыт был обобщен в «Руководстве по локализации подземных пожаров с поверхности шахтного поля», вышедшем в Кемерово в 1990 г. при участии В.И.Горного и Б.В.Шилина.

В ЛАЭМ (ВНИИКАМ) разрабатывались теоретические основы тепловой аэросъемки, была создана теплоинерционная модель формирования температурного поля объектов земной поверхности. В 1981 г. Г.С.Выприцкий и Б.В.Шилин подготовили методические рекомендации «Тепловая аэросъемка при геологических исследованиях». Г.С.Выприцкий разработал методику гидрогеологического дешифрирования тепловых аэроснимков. В 1988—1990 гг. под его руководством были выполнены работы в Монголии по поиску подземных вод в пустыне Гоби, где открыто несколько месторождений воды. В.Ф.Мельников разрабатывал методику дешифрирования тепловых съемок и создания наземного комплекса тестовых наблюдений.

Под руководством Б.В.Шилина была разработана методика контроля тепловых потерь в трубопроводах, основанная на использовании тепловой аэросъемки. По этой методике специалисты ВНИИКАМ провели

съемку сетей трубопроводов в системе теплоснабжения в г. Санкт-Петербург.

В ЛАЭМ подготовлено несколько монографий, посвященных тепловой аэросъемке: «Тепловая аэросъемка при изучении природных ресурсов» (Б.В.Шилин, 1980); «Контроль состояния окружающей среды тепловой аэросъемкой» и «Тепловая аэрокосмическая съемка» (Б.В.Шилин и др., 1992 и 1993). В этих публикациях проанализированы и обобщены результаты работ 1980-х гг.

По итогам теоретических исследований специалисты ЛАЭМ во главе с Б.В.Шилиным, разработали техническое задание на выпуск первого авиационного ИК-сканера для изучения природных ресурсов, по которому в 1977 г. Азовский оптико-механический завод выпустил первый образец ИК-сканера (тепловизора) «Вулкан». Тепловизор выпускался заводом более 10 лет. В 1990 г. Азовский завод по техническому заданию ВНИИКАМ (ЛАЭМ) выпустил опытный образец нового тепловизора «Малахит», имевшего улучшенные технические характеристики. В начале 1990-х гг. наступил перерыв в проведении тепловых съемок. А уже в 1995 г. на вертолете Ми-8Т в Белом море была успешно использована система магнитной регистрации данных «Малахита» на видеоманитовый экран.

В 1996 г. за комплекс работ по применению тепловой съемки для решения широкого круга задач дистанционного зондирования, выполненных в ЛАЭМ (ВНИИКАМ), Б.В.Шилин был удостоен Государственной премии Российской Федерации в составе коллектива авторов в номинации «Комплексное аэрокосмическое зондирование при создании и эксплуатации геотехнических систем».

В 1968 г. ЛАЭМ впервые в СССР провела экспериментальную радарную аэросъемку с целью изучения природных ресурсов. Съемки с помощью системы «Торос» с самолетов ИЛ-18 и АН-24 прошли в Новгородской области, на Полярном Урале и Камчатке на общей площади 10 000 км². Используемая аппаратура позволила получить изображение земной поверхности, по качеству приближающееся к материалам аэрофотосъемки, а по рельефности даже превосходящее последние. Как важное преимущество отмечалась его всепогодность и независимость от времени суток. Было показано, что уже при таких масштабах съемки можно проводить структурно-тектоническое и геолого-геоморфологическое изучение района. Всепогодная, независимая от времени суток радарная съемка открыла новые возможности при геологическом картировании и поисках полезных ископаемых, позволила проводить структурно-тектоническое и геолого-геоморфологическое изучение районов.

В 1973 г. в ЛАЭМ были проведены работы по определению возможностей РЛ-аэросъемки для решения геологических задач в аридных зонах (Казахстан и Средняя Азия). По итогам работ подготовлено «Временное методическое руководство по использованию

радиолокационной съемки при геологических исследованиях».

Изучение факторов, влияющих на РЛ-изображение, позволило в 1975 г. составить технические требования на совершенствование РЛ-аппаратуры, направленные на повышение эффективности геологической съемки с помощью РЛ-методов. Технические требования были переданы разработчикам.

В 1977 г. в ЛАЭМ были организованы экспериментальные съемки с одновременным выполнением полевых работ для изучения возможностей макета радиолокационной станции бокового обзора (РЛСБО) с поляризацией. Съемки РЛС «Торос» в 2-х поляризациях проходили в зонах вечной мерзлоты, а также над морскими акваториями. В этом же году была предпринята попытка одновременного использования РЛ-данных и аэрофотосъемки при поисковых геологоразведочных работах на нефть и газ на о.Сахалин. В итоге была получена структурная схема Первомайской зоны острова. Изучались возможности применения данных РЛ-съемки в экологии. В 1981 г. ЛАЭМ провела РЛ-съемку катастрофического разлива нефти с иностранного танкера «Глоби Асими» на Балтике в районе Клайпеды (руководитель работ В.Л.Щербаков).

В 1978—1982 гг. ЛАЭМ выполнялись исследования, связанные с испытаниями РЛСБО «Нить» с поляризацией, в ходе которых разработана методика площадной съемки РЛСБО «Нить», подготовлены методики использования РЛ-аэроснимков при изучении крупных структурных форм и прогнозно-металлогенических исследованиях (руководитель А.В.Доливо-Добровольский).

С 1960-х гг. в ЛАЭМ начались исследования по разработке и применению фотоэлектронной аппаратуры для аэросъемки. Инициатором развития в ЛАЭМ фотоэлектронного метода исследования полей яркости для задач аэрофотосъемки был В.В.Кольцов. Он руководил работами по созданию аппаратуры для многоспектральной съемки, создал оригинальную спектрометрическую аппаратуру для изучения спектров отражения природных объектов на земле и с летательных аппаратов, проводил исследования по применению самолетного лазера для целей лесной таксации.

Коллектив специалистов под руководством К.Е.Мелешко создал малогабаритный полуавтоматический спектрометр для исследования поверхности Земли с самолета. Осенью 1965 г. с помощью электронной аэросъемочной камеры впервые в СССР непосредственно в процессе аэросъемки были получены электронные снимки природных образований в узких зонах спектра с применением быстродействующего вычислительного устройства. Специалисты ЛАЭМ подготовили альбом снимков, полученных электронной аэросъемочной камерой на мелководьях о.Сахалин.

Аэрофотоотдел под руководством Д.А.Янутша в 1960-е гг. разработал методику комплексного дешифрирования снимков электронной аэросъемочной каме-

ры при геологической съемке, основанную на сочетании ландшафтного и микрофотометрического методов дешифрирования. На основе микрофотометрических измерений были получены количественные характеристики отдельных ландшафтных индикаторов на аэроснимках.

В 1968 г. полевые спектрофотометр и люминесцентный фотометр фотоэлектронного отдела (В.В.Кольцов) были подготовлены к серийному выпуску.

В 1974—1975 гг. в секторе аэрофотографии Лаборатории выполнялись исследования по применению географии при аэросъемке (Д.А.Янутш, Д.А.Дьячков).

В 1979 г. под руководством Д.А.Янутша была создана новая аэропленка «Широта-2», предназначенная для фотографирования геологических объектов с большим интервалом яркостей.

Оригинальной разработкой Лаборатории стала многоспектральная спектрорадиационная сканирующая аппаратура «Яшма», предназначенная для работы в видимом и ИК-диапазонах. В 1977 г. специалисты ЛАЭМ составили техническое задание на эту аппаратуру, переданное на номерное предприятие для изготовления опытного образца.

В 1983 г. во ВНИИКАМ начаты летные работы на АН-30 с видеокомплексом «Нива», обеспечивающим цветное телевизионное изображение.

В 1985 г. для обработки и анализа аэрокосмоснимков по заданию ЛАЭМ в ФМИ АН УССР была создана серия оптических систем: «Роза», «Реал», «Спектр». Когерентная оптическая установка «Роза» по ТЗ ЛАЭМ была выпущена малой серией в СКТБ Физико-механического института АН УССР (г.Львов). КОУ «Роза» предназначалась для обработки схем линеаментов и оперативного автоматизированного построения роз-диаграмм направленности линеаментов по материалам дешифрирования различных видов геолого-геофизической информации аэро- и космической съемки.

С 1965 г. в ЛАЭМ началось исследование возможностей космических съемок для изучения природной среды. Работы начались с геолого-географического дешифрирования снимков, полученных с советского космического корабля «Восход» 13 октября 1964 г. Специалистами ЛАЭМ была показана возможность эффективного использования таких сверхмелкомасштабных снимков (М 1:700 000—1:1 100 000) для целей геологического картирования. В том же году была выполнена обработка стереоскопических снимков Луны с составлением каталога точек лунной поверхности.

В 1966—1968 гг. по инициативе Г.Б.Гонина и под его руководством были проведены высотные аэрофотосъемки для геологии, в методическом плане явившиеся переходной ступенью к изучению геологических объектов из космоса. В 1969 г. Г.Б.Гонин руководил проведением одного из первых подспутниковых экспериментов в СССР. Позднее им была разработана методика фотограмметрической обработки космических съемок, включающая создание ряда алгоритмов и про-

грамм для ЭВМ. В 1989 г. выпущена монография Г.Б.Гонина «Космические съемки Земли».

В 1968 г. специалисты ЛАЭМ разработали программу геолого-географического изучения Земли со спутников. В 1972 г. в Лаборатории было создано первое в СССР научно-исследовательское структурное подразделение по разработке теории и методики применения космоснимков в геологии — сектор космической геологии, который возглавил Б.Н.Можаев. В.В.Шарков был назначен научным руководителем отраслевой проблемы «Разработка методики мелкомасштабных (высотных) аэросъемок и съемок из космоса и использование получаемых материалов при геологических исследованиях». Н.А.Яковлев руководил тематической группой, впервые в СССР занимавшейся вопросами комплексного использования материалов космических съемок при металлогенических исследованиях, участвовал в составлении научных программ полетов первых космических кораблей «Союз», в проведении подспутниковых экспериментов и обучении экипажей «Союз-6,-7,-8».

ЛАЭМ участвовала в международных космических программах, в частности, в проекте «Радуга» по программе «Интеркосмос», со странами-членами СЭВ. В 1976 г. в рамках международного подспутникового эксперимента «Радуга» ЛАЭМ проводит работы на территории ГДР, в ходе которых получены результаты по изучению отражающей способности ландшафтов с учетом влияния атмосферы, которые были сопоставлены с данными многоканальной космической фотосъемки камерой МКФ-6 с ПК «Союз-22».

С 1970-х гг. в ЛАЭМ (ВНИИКАМ) стало развиваться новое, геоэкологическое направление. Возглавила его Татьяна Александровна Попова, начавшая свою работу в ЛАЭР еще в конце 1950-х гг. Базой для экологических исследований служили комплексные работы: по изучению закономерностей формирования изображения на материалах различных видов съемок — фотографической, многозональной, радиолокационной, тепловой; по разработке теории дешифрирования, выявлению косвенных и комплексных признаков дешифрирования. Группа сотрудников (почвовед Н.Н.Семенова, геоморфолог Л.И.Березкина, геоботаники Е.В.Леонтьева и Т.В.Наумова, картограф Ф.С.Зубенко, океанолог В.В.Фельдштейн) под руководством Т.А.Поповой выполняла экологические исследования с целью изучения экосистем, наиболее полно сохранивших естественные черты, и требующих охраны и изучения антропогенно измененных экосистем.

В 1977 г. ВНИИКАМ начал исследования в Приладожье на стадии обоснования и проектирования первого заповедника в Ленинградской области — Нижне-Свирского. Было выполнено картирование территории по материалам экспериментальной аэрофотосъемки, включая спектрозональную АФС и многозональные снимки камеры МКФ, и по радиолокационным снимкам. С 1990-х гг. для анализа использовались дан-

ные космических съемок. Наземные работы проводились на ключевых участках, путем рекогносцировочных маршрутов и на профилях. Итогом работ было создание сопряженных карт масштаба 1:50 000: ландшафтной, геоморфологической, гипсометрической, почвенной, геоботанической.

Позднее с использованием материалов дистанционных съемок были обследованы разнообразные экосистемы, предложенные в качестве особо охраняемых природных территорий (ООПТ). Среди них заказники и памятники природы — «Выборгский», «Мшинский», «Раковые озера», «Мелководное», «Щелейка» и др. В процессе изучения ООПТ были выработаны предложения по рациональному подходу к выделению и проектированию охраняемых территорий на базе анализа МДС. ООПТ при этом рассматривались не как случайные объекты, а как целостная система, элементы которой (заказники, памятники природы, заповедники) соединены зелеными коридорами для обеспечения максимальной сохранности мигрирующих видов. Высказанные идеи были реализованы при организации национального парка «Вепсский лес» на юго-востоке Ленинградской области. На базе аэрофотосъемки и ретроспективных материалов были проведены природно-ресурсный анализ, функциональное зонирование и эколого-экономическое обоснование создания национального парка. Итогом проделанной работы стала монография «Природный парк «Вепсский лес» (2005).

Изучение антропогенно измененных систем по материалам аэро- и космических съемок позволило картировать источники и ареалы нарушений экосистем. Антропогенно нарушенные экосистемы изучались в горнодобывающих районах Ленинградской области — на территориях шахтной добычи горючих сланцев и открытой добычи бокситов, в лесопромышленных районах, промышленных зонах, в частности в зонах влияния целлюлозно-бумажных комбинатов, в районах интенсивного сельскохозяйственного освоения. Экологическая группа ВНИИКАМ участвовала в исследованиях водной экосистемы Ладожское озеро—р.Нева—Финский залив. По материалам дистанционного зондирования были разработаны методические приемы дешифрирования и картирования прибрежно-водной растительности, выявлены многочисленные источники загрязнения акватории, зафиксированы пути переноса шлейфов загрязнения и их трансформации под влиянием синоптических условий и в зависимости от технологических режимов, о контурены застойные зоны, закартирована прибрежно-водная растительность в Невской губе и вдоль южного берега Ладожского озера.

С начала 1990-х гг. начался новый период в техническом оснащении вычислительных работ, произошел переход на персональные компьютеры. Одновременно резко возросли потребности общества в пространственно-организованной информации, что привело к быстрому развитию геоинформационных систем (ГИС), способных усваивать данные ДЗ для получения

цифровых картографических материалов, включая как дистанционную основу для построения карт, так и отдельные тематические слои карт. Такая сфера применения ГИС соответствовала научному профилю ВНИИКАМ. ГИС-технологии стали для института новым научным и технологическим направлением. В 1993 г. коллектив программистов, который возглавляли А.Н.Рогов и А.Н.Денисов, разработал алгоритмы и программное обеспечение для интерактивного построения геологических карт и для создания АРМ ГИС с дистанционным потоком данных. По сути, во ВНИИКАМ был разработан собственный оригинальный ГИС-пакет программ геологического назначения, использовавшийся для обработки спутниковых изображений. В пакет входили программы визуализации, печати, фильтрации изображений, выделения линейных элементов, средства векторизации и редактирования карт и ряд других программ предварительной и тематической обработки МДЗ для решения задач геологии и экологии. Одной из наиболее значимых собственных разработок ВНИИКАМ стала программа RSdPS, выполнявшая автоматическое выделение линейных элементов по снимкам и решавшая широкий круг задач линейного анализа. К сожалению, период разработки этой ГИС пришелся на тяжелые в экономическом отношении годы перестройки. Получивший хорошие отзывы пользователей пакет программ не удалось довести до вида, необходимого для выхода на рынок коммерческих программных продуктов.

В настоящее время ГИС-технологии широко применяются в ВНИИКАМ. Группа И.О.Смирновой использует ГИС-технологии, позволяющие усваивать данные МДЗ, в прогнозных геологических исследованиях на территории Тимано-Печорской, Мезенской, Балтийской (Калининградская область), Лено-Тунгусской нефтегазоносных провинций. По материалам дистанционного зондирования выполняется мониторинг экзогенных геологических процессов на территории Большеземельской тундры, Кавказа, Камчатки, побережье Балтийского моря.

Группа разработки баз знаний для решения геологических задач в начале 1990-х гг. под руководством К.А.Найденовой решала задачи выделения признаков, описывающих геологические объекты, формализации знаний, распознавания образов и создания на их основе экспертных систем поддержки процесса геологической интерпретации. Специалисты группы работали над проектом экспертной системы ГИД КЛАРА (Геологическая интерпретация Данных на основе Классификации и Распознавания).

В 1990-х гг. в ВНИИКАМ была образована лаборатория экспертных систем (ЭС) во главе с Е.П.Вострокнутовым. Лаборатория ведет исследования по применению компьютерной техники в геологическом прогнозировании и поисках полезных ископаемых, разрабатывает методологию искусственного интеллекта, экспертных систем. Сотрудники лаборатории создали ЭС

«Генезис-2», предназначенную для прогнозирования платинометаллических рудных районов в палеорифтовых структурах на основе использования МДЗ.

М.А.Шубина совместно со специалистами НПО «Вега» участвовала в создании и опытно-методическом сопровождении цифровой 4-х-диапазонной РЛ-системы ИМАРК, отмеченной Государственной премией 2000 г. Система была апробирована при создании методики прогноза месторождений кимберлитовых тел и полей в Северном Приладожье и Архангельской алмазоносной провинции. Данные РЛ-системы применялись совместно с многозональными и РЛ-снимками с ИСЗ ERS-1 и АЛМАЗ на основе комплексирования материалов космоснимков, геолого-геофизических и ландшафтных данных.

А.А.Кирсанов в 1990-х гг. возглавил работы в области аэрокосмического мониторинга и составления геоэкологических карт. Д.А.Янутш в 1992 г. опубликовал монографию «Дешифрирование аэрокосмических снимков».

В 1990-х гг. в НИИКАМ под руководством В.И.Захарова были разработаны требования к дистанционной основе Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000, а с 1995 г. под руководством А.В.Перцова начались работы по созданию опережающей дистанционной основы для листов Госгеолкарты-1000 и Госгеолкарты-200 по материалам космосъемок. Были созданы: дистанционная основа территории России масштаба 1:5 000 000 по материалам съемок системами МСУ-СК и MODIS; аннотированные космофотокарты масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000 для Атласа «Космический образ России».

В 2000 г. на базе ВНИИКАМ образовано Государственное Унитарное предприятие НИИКАМ.

К концу 1990-х гг. в фондах НИИКАМ было накоплено около 1 500 000 единиц хранения материалов аэро- и космических съемок по территории Российской Федерации, стран СНГ, Прибалтике и др. за период 1950—начало 1990-х гг. Основу этого фонда составили материалы собственных аэросъемок ЛАЭР-ЛАЭМ-ВНИИКАМ; часть фонда представлена материалами сторонних организаций. В 1998—2002 гг. в состав фонда МДЗ вошли первичные материалы съемок (аэрофильмы, негативы КС), а также сделанные на их основе контактные отпечатки, фотосхемы, фотопланы, репродукции накидных монтажей, дубль-негативы, дубль-позитивы, цифровые массивы спутниковых данных, записанные на CD и др. Была поставлена задача перевода этого ценнейшего фонда архивных аэро- и космосъемок в цифровую форму хранения в форматах, удобных для использования в современных ГИС-пакетах. В 2004 г. в НИИКАМ были проведены опытно-методические работы по сканированию архивных материалов аэросъемки, а в 2005—2007 гг. выполнен большой объем работ по созданию цифрового банка данных ретроспективных аэрофотосъемок.

НИИКАМ продолжает научно-методические работы в области совершенствования методов ДЗ. В институте подготовлены сборник статей «Аэрокосмические съемки при изучении глубинного строения регионов СССР» (1999), коллективная монография «Аэрокосмические методы геологических исследований» (2000), справочник «Методы дистанционного зондирования Земли при решении природоресурсных задач» (2004).

В 2004—2005 гг. НИИКАМ выполнял Государственный контракт по разработке и практической апробации технологии и методик тематического дешифрирования данных высокоточной аэрокосмосъемки территории Российской Федерации. В ходе его выполнения были созданы методики тематического дешифрирования МДЗ для решения задач мониторинга загрязнений водных объектов и мониторинга динамики берегов, развития опасных геологических процессов, выявления несанкционированных свалок, вырубки лесов, проведения мониторинга опасных техногенных объектов нефтедобывающего, перерабатывающего, горнодобывающего и топливно-энергетического комплексов и др. (отв. исполнитель Л.Л.Сухачева).

В 2008—2010 гг. по спутниковым данным в НИИКАМ были составлены геолого-тектоническая схема участка Ковдорского рудного района масштаба 1:25 000 и геолого-структурная карта Ковдорского рудного узла масштаба 1:2000. В 2012 г. на основе анализа архивных и современных МДЗ составлена электронная карта-схема дна и берегов, а также ландшафтная карта-схема Нарвского водохранилища. Продолжаются исследования в области изучения Невской губы и восточной части Финского залива дистанционными методами, начатые сотрудниками НИИКАМ более 30 лет назад.

В 2013 г. ГУП НИИКАМ был переведен в Федеральное космическое агентство и присоединен в качестве филиала к Федеральному государственному унитарному предприятию «Центральный научно-исследовательский институт машиностроения» — главному предприятию «Роскосмоса», директором Института назначен Щербаков Владимир Леонидович. В настоящее время НИИКАМ — филиал ФГУП ЦНИИмаш продолжает выполнять работы по заказу Министерства природных ресурсов по оценке ряда территорий Российской Федерации на твердые и жидкие полезные ископаемые, проводит апробацию многочастотного радиолокационного комплекса «Компакт» для картирования подповерхностных объектов. В интересах Роскосмоса НИИКАМ — филиал ФГУП ЦНИИмаш выполняет работы по оценке геоэкологической безопасности космодрома «Восточный», проводит научно-исследовательские работы в интересах развития ГЛОНАСС (ГНСС). Решением НТС ФГУП ЦНИИмаш с 2014 г. планируется привлечь НИИКАМ к работам по изучению Луны.

О возможных путях образования abiогенных компонентов нефти

М.А.ЛУРЬЕ, Ф.К.ШМИДТ (Иркутский государственный университет (ИГУ); 664003, г.Иркутск, ул.Карла Маркса, д.1)

Обсуждаются возможные пути образования глубинной нефти. Показано, что образование глубинной нефти в результате реализации процессов гидрирования оксидов углерода маловероятно в условиях геосфер. Предположение о возможном протекании таких процессов не позволяет также объяснить причины нахождения в составе нефтей гетерокомпонентов и устойчивые корреляционные связи гетеронасыщенности и других показателей нефтей. Более приемлемым признается участие серы и металлов глубинных флюидов на самых ранних стадиях формирования нефтяных систем.

Ключевые слова: абиогенная нефть, гидрирование оксидов углерода, насыщенность гетерокомпонентами.

Лурье Михаил Абрамович, miklur@rambler.ru

Шмидт Федор Карлович, fkschmidt@mail.ru

Possible routes of oil abiogenic components formation

M.A.LURIE, F.K.SHMIDT

Possible routes of deep oil formation are discussed. It has been shown that deep oil under geosphere conditions cannot be formed by hydration of carbon oxides. The latter process does not also allow one to explain the presence of heterocomponents in oils as well as correlation relationship of heterosaturation and other characteristics of oils. The participation of sulfur and metals of deep fluid on early stages of oil systems formations seems to be more probable.

Key words: abiogenic oil, hydrogenation of carbon oxides, saturation with heterocomponents.

В последнее время все более доказательной становится существенная роль эндогенных факторов в процессах образования нефтегазовых и рудонафтидных систем [3, 7]. Представления о таких процессах базируются на возможных взаимодействиях между компонентами углеводородной и неорганической составляющих восстановленных глубинных флюидов. Наиболее распространенная точка зрения о путях образования абиогенных компонентов нафтидов сводится к допущению реализации процесса Фишера-Тропша (гидрирование оксидов углерода водородом) [8—11, 18, 19]. Этот сложный каталитический процесс, включающий большое число последовательно-параллельных конденсационных и полимеризационных преобразований углеводородов, может в зависимости от состава катализатора, соотношения атомов в системе С-О-Н и условий процесса генерировать углеводородные смеси различного состава. Имеются многочисленные примеры успешной реализации процесса в лабораторных и промышленных масштабах в присутствии ряда катализаторов. Процесс Фишера-Тропша в промышленности проводят в проточном реакторе при температурах 180—360 С и давлении 4,5 МПа; продуктом на железо- и кобальтсодержащих катализаторах являются парафины и олефины в основном линейного строения широкого

фракционного состава от C_1 до C_{100} и выше, кроме того образуются спирты, альдегиды, кетоны и карбоновые кислоты, а при высоких температурах бензол и его производные. Тепловой эффект составляет 165 кДж/моль СО [5]. Выделение большого количества тепла при протекании на неорганических катализаторах комплекса реакций в рамках процесса Фишера-Тропша свидетельствует об их высокой термодинамической вероятности, что послужило [8, 9] основанием рассматривать данный процесс в качестве приемлемой модели макропроцессов, происходивших в земной коре в разные периоды.

В работе [9] на основе большого объема экспериментальных исследований установлено, что при давлении 0,1 МПа и более, температурах 200 С и выше (до 500 С) при $H_2/(CO + CO_2)$ 0,5 и более на поверхностях глини, цеолитов, а также Ni, Fe, Mo, Co и других металлов, нанесенных на SiO_2 и Al_2O_3 , СО и CO_2 гидрируются до смеси углеводородов широкого фракционного и группового составов. Выбор катализаторов был обусловлен представлениями о наличии этих каталитических систем под поверхностью земной коры. Состав полученных продуктов на кобальт- и железосодержащих образцах оказался аналогичен составам газоконденсатов и нетяжелых фракций нефтей. Было предположено, что смолы и асфальте-

ны должны образоваться в результате окислительных процессов в приповерхностных слоях Земли. В качестве свидетельств в пользу образования нефти вследствие протекания процесса Фишера-Тропша указаны также нахождение водоносных слоев в ее залежах, что согласуется с характером процесса (50—60% H_2O в продуктах), а также возможность изменять состав продуктов (углеводородов и оксигенатов) в достаточно широких пределах. Однако последующие эксперименты на образцах руд и минералов [23] оказались менее обнадеживающими и выявили ряд ограничений протекания процесса. Используемые породы оказалось необходимым предварительно подвергать восстановительной обработке, а исходная смесь CO H_2 должна быть очищена от масла, механических примесей, O_2 , H_2O , CO_2 , N-, S-содержащих соединений и карбониллов. Эксперименты были проведены при 260—600 С, давлении 3 и 8 МПа с различным составом смеси CO H_2 . Из 19 исследованных руд и минералов лишь в меньшинстве случаев были обнаружены жидкие углеводороды и O-содержащие соединения, а в основном образовывался CH_4 , реже C_2 – C_4 (парафины). Выявлено также, что при повышении температуры выше 350—400 С наряду с образованием углеводородов в реакторе накапливаются кокс и сажа, приводящие к блокировке газового потока через реактор, спеканию катализаторов и их деактивации. С повышением температуры увеличиваются выход CH_4 и образование сажевых пробок из пористого углерода, графита и др.

Все указанные явления несомненно — следствие характеристик и особенностей процесса, которые заключаются в следующем. Оценки энергии активации (E_a) гидрирования CO в благоприятных условиях с использованием эффективных катализаторов показали, что она высока (113 кДж/моль) [22], и это практически исключает возможность образования нефти вследствие протекания процесса Фишера-Тропша [21]. Он действительно очень медленный, сильно зависящий от температуры. Попытки ускорить процесс за счет более быстрой подачи синтез-газа и (или) повышения температуры приводит к потере тепловой устойчивости системы и «зажиганию» сильно экзотермической реакции метанирования, зауглероживанию и деактивации катализатора [17], то есть реакция Фишера-Тропша чрезвычайно чувствительна к малейшим перегревам. Ряд замечаний можно отнести к Fe-содержащим (наиболее вероятным природным) катализаторам. Они интенсивно ускоряют реакцию водяного газа (CO H_2O CO_2 H_2), поэтому часть CO переводится в CO_2 , а увеличение H_2/CO ведет к замедлению реакций конденсации. Эти катализаторы окисляются водой и CO_2 , а следовательно, дезактивируются, к тому же парциальные давления реакционной воды и CO_2 увеличиваются по длине реактора [5]. Недостатком данного типа катализаторов является также катализирование многих процессов одно-

временно, в т.ч. образование олефинов и оксигенатов, которых образуется значительное количество [5, 17]. Между тем олефинов в большинстве нефтей содержится незначительное количество, а сведений о присутствии в околонефтяных водах кислородсодержащих органических соединений, растворимых в воде, не имеется. Никельсодержащие катализаторы катализируют, главным образом, реакцию метанирования и склонны генерировать летучие карбонилы [5]. В процессе протекания реакций Фишера-Тропша только CH_4 может быть получен со 100%-ной селективностью, по бензиновой фракции она не может превышать 45%, по дизельной (C_{11} – C_{18}) — 30%, а высокая степень превращения CO ведет к увеличению парциального давления реакционной воды, что должно снижать скорость реакции на любых катализаторах [5]. В природных условиях рассматриваемая реакция вряд ли может протекать в заметных масштабах, так как природные газовые смеси по составу далеки от стехиометрических соотношений, необходимых для образования углеводородов [1]. Возникает также вопрос, достаточно ли количество CO в глубинных газовых флюидах, ведь основная их масса состоит из H_2 и CH_4 .

Одной из главных причин подавления рассматриваемого процесса должно быть необратимое отравление катализаторов серой [24], в той или иной форме (H_2S , S^0) входящей в состав определенной части газовых флюидов, а сульфиды, которые могут присутствовать в породах, не активны в процессах гидрирования оксидов углерода [6]. Следовательно, этот процесс возможен только в случае бессернистых флюидов. Признаком непричастности реакций Фишера-Тропша к генезису нефтей является в частности отсутствие H_2O в некоторых из них (месторождение Белый Тигр, битумы) [2]. Там, где нефтяные воды есть, они в значительной степени минерализованы, в то время как реакционная вода не должна быть настолько насыщена неорганическими компонентами, что также ставит под сомнение образование нефти вследствие протекания обсуждаемого процесса. В природных неорганических системах, которые потенциально могут быть катализаторами реакций Фишера-Тропша, необходимо, чтобы в PT -условиях реакции соблюдалось оптимальное соотношение восстановленной и окисленной форм металлов, а это связано с нахождением реакционной смеси на определенной глубине в той или иной окислительно-восстановительной обстановке. На больших глубинах, где температура достигает 700—800 С, по-видимому, преобладает восстановительная обстановка, к тому же такие температурные условия благоприятствуют протеканию обратной реакции [9]. С уменьшением глубины и температуры ниже 500 С окислительный характер условий будет усиливаться и неизвестно, в какой мере отношение окисленных и восстановленных форм металлов будет близко к опти-

мальному. В любом случае при переходе глубинного флюида к температурной зоне, где может начаться процесс Фишера-Тропша, он произойдет в высокотемпературном режиме, а значит будет протекать главным образом с образованием CH_4 . Доля его как потенциального источника нефтяных углеводородов начнет расти. Таким образом, характер протекания процесса Фишера-Тропша дает основание утверждать, что реализация его в условиях геосфер Земли возможна лишь ограниченно (в основном с получением легкого углеводорода), и он не может быть использован для объяснения всего комплекса явлений, связанных с генезисом нефти и ее показателями.

Общим недостатком обсуждаемой и ряда других гипотез абиогенного синтеза нефтяных систем является выбор в качестве исходного материала только тех компонентов, флюидов и окружающих пород (CO , H_2 , CH_4 , H_2O , CO_2), которые содержат элементы, максимально представленные в нефти (C и H). При этом возможность конденсационных преобразований CH_4 и его ближайших гомологов как единственных участников и образование из них всех типов нефтяных углеводородов остается слишком гипотетичной. Такие подходы оставляют за пределами рассмотрения другие компоненты флюидов, которые, обладая определенным реакционным потенциалом, могут принять участие в формировании нефтяных структур. Необходим более комплексный подход. К недостаткам следует отнести также неспособность объяснить насыщенность нефти гетерокомпонентами. Распространенные гипотезы абиогенного происхождения не дают ответа на вопрос, чем обусловлено наличие в нефти O-, S-, N-органических соединений и металлосодержащих структур, и в силу каких причин наблюдается сосуществование всех элементов в виде ассоциации, характеризующейся определенными устойчивыми закономерностями распределения. Имеется в виду, прежде всего, наличие устойчивой прямой корреляции между содержанием тяжелых фракций нефтей, плотностью и вязкостью нефти, содержанием асфальтосмолистых компонентов, концентрацией гетероатомов, прежде всего, серы и металлов. Эта закономерность проявляется независимо от географического положения, глубины залегания нефти, возраста, качества вмещающих пород и др. Отнесение гетерокомпонентов в указанных соотношениях к результатам вторичных процессов, причем не совсем ясного характера, как предполагается органической концепцией, не объясняет эти свойства нефтей. К существенным недостаткам биосферной концепции следует отнести несоответствие ее принципиальных положений законам термодинамики и информатики [20].

Компонентом глубинных флюидов, находящимся в составе некоторых из них, использование свойств которого необходимо для более комплексного рассмотрения роли состава глубинных флюидов в нефтегенезе,

является третий (после C и H) элемент по содержанию в нефти — сера. Элементарная сера, имеющаяся в глубинных потоках [12, 13], способна как окислитель инициировать окислительно-конденсационные преобразования углеводородов с параллельным образованием сераорганических соединений. Эти свойства элементарной серы позволили объяснить [14, 15] наблюдаемые устойчивые прямые корреляционные соотношения между насыщенностью нефти серой и металлами и другими показателями нефтяных систем. По-видимому, вследствие неоднородности геологической среды и наличия как сернистых с различным количеством серы, так и безсернистых глубинных флюидов геохимическая их специализация обуславливает особенности нафтидов.

Последние данные [4] о поведении серы во флюидосодержащих расплавах под давлением флюидной системы H-O-S-C при различных окислительно-восстановительных условиях выявили аномальную зависимость растворимости S^0 в расплавах от летучести кислорода. Содержание железа в расплаве и распределение S^0 между флюидом и расплавом могут обусловить увеличение ее растворимости и летучести при увеличении $f(\text{O}_2)$. Отсутствует инверсия растворимости S^0 в зависимости от $f(\text{O}_2)$. Показано также, что углерод способствует растворимости серы. Выявленное сложное поведение серы во флюидосодержащих расплавах может иметь важное значение не только в ее «геохимической судьбе», но и оказывать, учитывая ее возможную роль в нафтидогенезе [14, 15], влияние наряду с различным серосодержанием глубинных флюидов на геохимический тип нефти.

Летучесть серы, находящейся в смеси с углеводородами, благоприятствует образованию сераорганических соединений. Это свойство действует аналогично подвижности серы на поверхности сульфидных катализаторов, при контакте углеводородов с которыми также образуются сераорганические соединения [16]. Увеличение $f(\text{S}^0)$ с увеличением $f(\text{O}_2)$ [4] по мере продвижения флюида к поверхности Земли может, учитывая конденсационную и осерняющую способность S^0 по отношению к углеводородной системе, увеличивать серосодержание нефтей в указанном направлении и формирование более сернистой и конденсированной нефтяной системы, что соответствует наблюдаемым явлениям сосредоточения таких нефтей в приповерхностных зонах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженова Т.К. Генезис нефти — актуальная проблема нефтяной геологии // Современные проблемы геологии нефти и газа. — М.: Научный мир, 2001. С. 125—134.
2. Готтх Р.П., Писоцкий Б.И. Глубинные восстановленные флюидные системы в процессах нефтеобразования и нефтенакопления // Фундаментальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа и развития нефтегазового комплекса России. — М.: ГЕОС, 2007. С. 55—64.
3. Готтх Р.П., Писоцкий Б.И., Галуев В.И., Каплан С.А. Глубинные структурно-тектонические неоднородности

- земной коры и возможные процессы, связанные с нефтеобразованием и нефтенакоплением (геохимический аспект) // Отечественная геология. 2012. № 2. С. 3—14.
4. Горбачев П.Н., Безмен Н.И. Растворимость серы во флюидосодержащих силикатных расплавах основного состава в зависимости от окислительно-восстановительных условий // Докл. РАН. 2012. Т. 443. № 6. С. 716—719.
 5. Елисеев О.Л. Технологии «газ в жидкость» // Российский химический журнал. 2008. Т. 52. № 6. С. 53—62.
 6. Жилева Н.А., Волнина Э.А., Кукина М.А., Фролов В.М. Катализаторы гидрирования диоксида углерода // Нефтехимия. 2002. Т. 42. № 6. С. 403—422.
 7. Зубков В.С., Развозжаева Э.А. Рудная минерализация в нефтях и проблемы ее генезиса // Геохимия. 2012. № 4. С. 339—349.
 8. Ионе К.Г., Мысов В.М., Степанов В.Г., Пармон В.Н. Новые данные о возможности каталитического абиогенного синтеза углеводородов в земной коре // Нефтехимия. 2001. Т. 41. № 3. С. 178—184.
 9. Ионе К.Г. О роли водорода в техногенной эволюции Земли. —Новосибирск: РИЦ Прайс-Курьер, 2003.
 10. Липидус А.Л., Локтев С.М. Современные каталитические синтезы углеводородов из окиси углерода и водорода // Журнал Всесоюзного химического общества им.Д.И.Менделеева. 1986. Т. 31. № 5. С. 527—532.
 11. Липидус А.Л., Крылова А.Ю. О механизме образования жидких углеводородов из СО и Н₂ на кобальтовых катализаторах // Химическая промышленность. 2004. № 5. С. 43—56.
 12. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 4. С. 291—307.
 13. Летников Ф.А. Дегазация Земли как глобальный процесс самоорганизации // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. —М.: ГЕОС, 2002. С. 6—7.
 14. Лурье М.А., Шмидт Ф.К. О возможности абиогенного образования нефтегазовых систем // Отечественная геология. 2008. № 1. С. 10—18.
 15. Лурье М.А., Шмидт Ф.К. Нефть. К дискуссии о происхождении. Серосодержание и металлоносность как генетические характеристики. —Saarbrücken: Lap Lambert Academic Publishing, 2012.
 16. Машикина А.В. Каталитические превращения диалкилсульфидов // Кинетика и катализ. 2008. Т. 49. № 6. С. 844—854.
 17. Мордкович В.З. Прошлое, настоящее и будущее GTL // Химия и жизнь. 2007. № 8. С. 5—9.
 18. Руденко А.П., Кулакова И.И. Поликонденсация углеводородсодержащих молекул. Проблемы образования горючих ископаемых и круговорота углерода в природе // Вестник Московского ун-та. Сер. 2. Химия. 1996. Т. 37. № 6. С. 544—567.
 19. Руденко А.П., Кулакова И.И. Глубинный синтез углеводородов нефти и газа в открытых каталитических системах и возможность существования месторождений с самовозобновляемыми запасами // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. —М.: ГЕОС, 2006. С. 68—83.
 20. Сейфуль-Мулюков Р.Б. Нефтеносность и газоносность // Геология нефти и газа. 2012. № 2. С. 90—95.
 21. Семкин В.И. Генетические аспекты генерации нефтяных алканов // Геохимия. 2006. № 10. С. 1110—1118.
 22. Хасин А.А. Новые подходы к организации процесса синтеза Фишера-Тропша. Использование реакторов с каталитическими активными мембранами // Российский химический журнал. 2003. Т. 47. № 6. С. 36—47.
 23. Шарапов В.Н., Ионе К.Г., Мазуров М.П. и др. Геокатализ и эволюция мантийно-коровых магматогенных флюидных систем. —Новосибирск: ГЕО, 2007.
 24. Anderson R.B. The Fisher-Tropsch Synthesis. Academic Press. INC, 1984.

Источник меди и свинца стратиформных месторождений

А.М.ЛУРЬЕ

Бесплодные красноцветные формации отличаются от рудоматеринских более высоким содержанием сероводорода, который удерживает медь в рассеянном состоянии в виде сульфида. Подтверждением этому являются особенности геологического строения стратиформных месторождений, а также присутствие сульфидов меди в тяжелой фракции бесплодных красноцветных формаций.

Ключевые слова: гидрогенная гипотеза, закон Кларка-Вернадского, экзогенные меденосные растворы, погребенные воды, бесплодные и рудоматеринские формации.

Лурье Абрам Михайлович, elenal@mai.biu.ac.il

Source of copper and lead for stratiform deposits

A.M.LURIE

Barren red-formations differ from the ore-associated ones by high amount of hydrogen sulfide, which retains the copper in the dispersed state. This is evident from the structure peculiarities of the stratiform copper deposits, as well as from the presence of the copper sulfides in the heavy fraction of the barren red-formations.

Key words: hydrogenic hypothesis, Clarke-Vernadsky law, exogenous copper-containing solutions, connate waters, barren and ore-associated formations.

Источник меди и свинца стратиформных месторождений рассматривается исследователями с позиции трех основных гипотез: гидротермальной (магматогенная), осадочной (область сноса) и гидрогенной (подземные воды). Значение перечисленных гипотез определяется прежде всего особенностями геологического строения известных и хорошо изученных месторождений. Главные из них: 1) постоянная пространственная связь медного оруденения с красноцветными формациями, образовавшимися в сухом и жарком климате (аридном); 2) локализация металлов в сероцветных осадочных породах в непосредственной близости от красноцветных; 3) преимущественно нестехиометрический состав главных рудных минералов: джарлеит ($\text{Cu}_{1.96}\text{S}$), розовый борнит ($\text{Cu}_5 \cdot x\text{FeS}_4$), оранжевый борнит ($\text{Cu}_5 \cdot x\text{FeS}_4$). Оксиды и карбонаты меди — вторичные минералы, развитые в зоне окисления.

Академик Н.С.Шатский назвал медистые песчаники и сланцы моноформационными образованиями, подчеркнув этим их связь только с одной осадочной формацией — аридной красноцветной. В моноформационности он видел ключ к познанию их генезиса. Дальнейшие исследования подтвердили справедливость представлений Н.С.Шатского. Зависимость между медным оруденением и красноцветными формациями является достоверным эмпирическим законом, многократно проверенным на практике.

В тоже время этот закон не получил должного обоснования в перечисленных гипотезах. С позиций гид-

ротермальной гипотезы остается неясным каким образом поднимающиеся из недр земли растворы «находили» сообщества осадочных пород, образовавшихся в аридном климате в условиях окислительной среды. Нельзя признать удачной и попытку объяснить это явление приверженцами осадочной гипотезы. По представлению сторонников этой гипотезы медь выносилась поверхностными водотоками из областей с влажным климатом и откладывалась в аридных в виде карбонатных соединений, которые по мере превращения осадка в породу переходили в сульфиды [11]. Однако исходные карбонатные руды в красноцветных отложениях нигде не обнаружены, и автор вынужден приписать углекислым соединениям меди сверхъестественное свойство: осаждаться только там, где в дальнейшем будет происходить смена окислительных условий на восстановительные.

Более обоснованной является гидрогенная гипотеза [6, с. 102—112], согласно которой медь и сопутствующие халькофильные элементы выносились из красноцветных отложений подземными водами и отлагались в осадках или породах, содержащих сероводород и сульфиды железа (в зонах геохимического противоречия по Л.В.Пустовалову). В тоже время с позиции этой гипотезы осталось неясным, в чем различие между рудоматеринскими и бесплодными красноцветными формациями, так как они образуются в близких условиях. Причина этого явления и рассматривается в настоящей статье.

По мнению академика В.И.Вернадского [8] все элементы есть везде, в каждом грамме горной породы, в каждой капле природной воды. Речь может идти только о недостаточной чувствительности современных методов анализа, не позволяющих пока определить содержание того или иного элемента в данном объеме породы. Представление о всеобщем рассеянии элементов получило название закона Кларка-Вернадского. Академик В.И.Смирнов [9] показал, что количество металлов, рассеянных в породах (в данном случае меди и свинца), несоизмеримо больше их запасов в месторождениях. Изотопный состав кислорода и водорода в рудах позволил ему выделить группу экзогенных металлоносных растворов, в которую вошли погребенные воды осадочных пород и метеорные воды подземной циркуляции [10].

Вынос меди и свинца из красноцветных отложений обусловлен особой геохимической обстановкой. Заключенные в них подземные (седиментационные) воды были насыщены свободным кислородом. Это исключало возможность образования сероводорода и консервацию органического вещества, основная масса которого окислялась еще до окончательного захоронения осадков. Если бы в красноцветных отложениях сохранилось активное органическое вещество, то оно создало бы среду, в которой могло произойти восстановление окиси железа, и осадок лишился бы характерного для него цвета.

Вместе с осадочным материалом из области сноса поступали медь и свинец. На поверхности земли, в условиях высокого парциального давления кислорода, устойчивы соединения двухвалентной меди — водные карбонаты и оксиды, а так же катионы Cu^{2+} , сорбированные коллоидами (глины, гидроксиды железа и др.). Наиболее вероятно, что в этой форме медь была рассеяна в красноцветных отложениях.

По мере погружения осадков на более глубокие уровни и установления застойного режима подземных вод свободный кислород расходовался на окислительные реакции. Уменьшение его количества приводило к снижению окислительного потенциала. Судя по статистическим данным [12], окислительно-восстановительный потенциал подземных вод, утративших кислород, находится в пределах 0,05—0,20 В. Среда была слабощелочная, о чем свидетельствует наличие кальцита в цементе красноцветных отложений. Солевой состав подземных вод определялся климатом. В современных аридных областях преобладают сульфатно-хлоридные подземные воды с минерализацией 50 г/л.

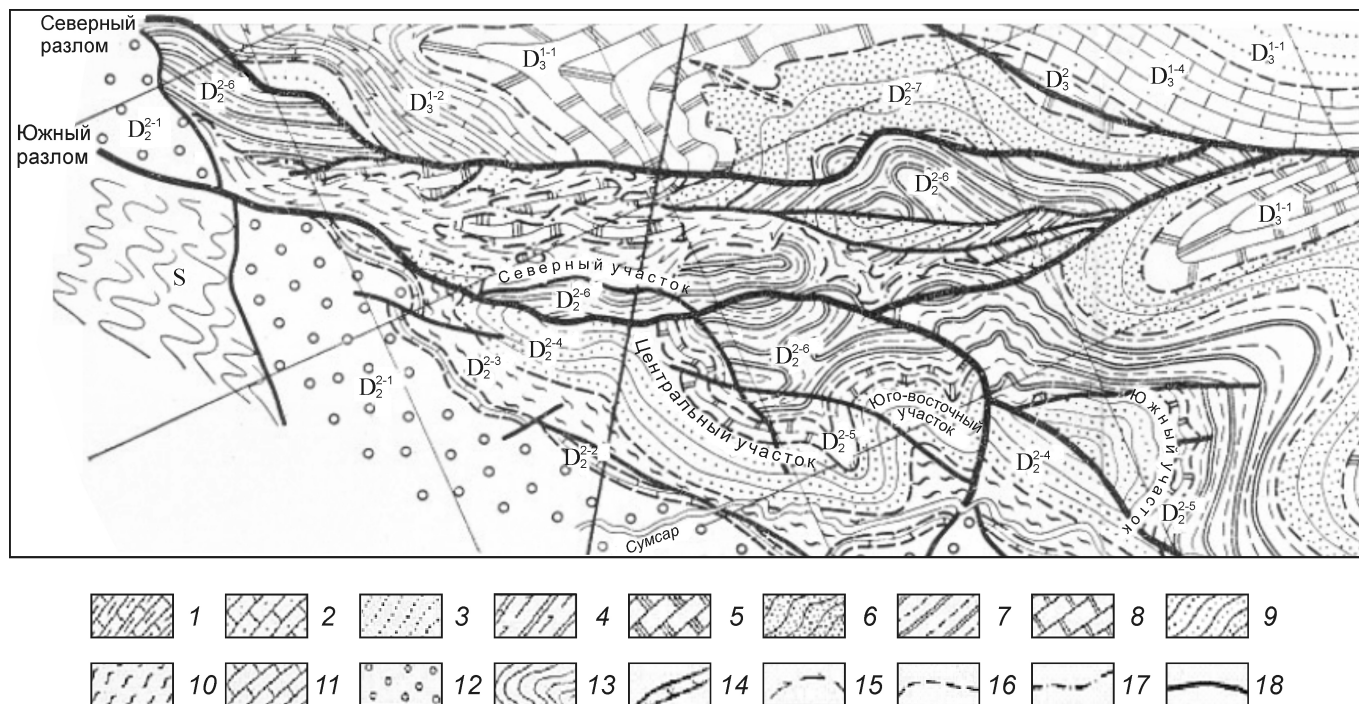
Термодинамические расчеты показали [3], что понижение окислительно-восстановительного потенциала, связанного с потерей свободного кислорода, должно вызвать восстановление двухвалентной меди до одновалентного состояния, в тоже время железо останется в трехвалентной форме. Данные термодинамики хорошо согласуются с наблюдениями в современной зоне

окисления сульфидных месторождений, где часто встречаются кирпичная и смоляная медные руды, представляющие собой тонкую смесь гидрата окиси железа с купритом (Cu_2O). Константа равновесия основных хлоридных комплексов закиси меди в десятки миллионов раз выше, чем окиси меди. Для двухвалентной меди $\text{Cu}^{2+} + 3\text{Cl}^- \rightleftharpoons [\text{CuCl}_3]^-$, $K \cdot 10^{1,5}$, для одновалентной меди $\text{Cu} + 3\text{Cl}^- \rightleftharpoons [\text{CuCl}_2]^-$, $K \cdot 10^{5,7}$ [1]. Таким образом, очевидно, что в красноцветных отложениях медь должна мигрировать.

На основании закона Кларка-Вернадского можно предположить, что сероводород присутствует и в красноцветных формациях. Его количество было недостаточным для создания среды, в которой окись железа восстанавливается ($\text{PP}_{\text{FeS}} \cdot 10^{16}$), но в силу высокого сродства S^{2-} с одновалентной медью, происходило ее осаждение в виде сульфида ($\text{PP}_{\text{Cu}_2\text{S}} \cdot 2,5 \cdot 10^{50}$). Следовательно, в бесплодных красноцветных формациях сероводорода было больше, чем в рудоматеринских. По этой причине медь переходила в сульфидную форму, оставаясь рассеянной в бесплодных красноцветных формациях, в которых ее фоновое содержание выше, чем в рудоматеринских.

По данным И.В.Глухана и И.В.Евдокимова в красноцветных отложениях Чу-Сарысульской впадины, являющихся источником меди Джезказганского месторождения, среднее содержание меди составляет $2 \cdot 10^{-3}\%$. В Тенизской впадине, где известны лишь незначительные рудопроявления, содержится $2,2 \cdot 10^{-3}\%$ меди. В разновозрастных отложениях Карагандинского угленосного бассейна среднее содержание меди $4,5 \cdot 10^{-3}\%$. Та же тенденция изменения содержания меди установлена Е.М.Грачевской [4] в песчаниках перечисленных впадин, соответственно (в %) $1,2 \cdot 10^{-3}$; $2,47 \cdot 10^{-3}$ и $2,8 \cdot 10^{-3}$. В пермских красноцветных отложениях Западного Предуралья содержание меди также не повышено [2], хотя здесь зарегистрировано более 7 тыс. «промышленных точек».

На многих месторождениях, связанных с красноцветными формациями, наряду с медью присутствует свинец. Он обладает меньшим сродством с серой, чем медь ($\text{PP}_{\text{PbS}} \cdot 10^{29}$). Известны свинцовые месторождения, связанные с красноцветными формациями, в которых медь практически отсутствует. По-видимому, в этом случае она удерживается сероводородом от миграции, оставаясь в рассеянном состоянии. Подтверждение этому можно увидеть на Сумсарском свинцовом месторождении (Киргизия). Здесь между двумя сближенными субпараллельными разломами (см. рисунок), Северным и Южным, находится тектоническая зона, в которой преимущественно развит гипс (50%). Он образует жилы, штоки и неправильной формы тела, вытянутые параллельно тектонической зоне. Среди гипсов встречаются обрывки различных пород. В одних местах гипсы сминают и прорывают вмещающие породы, в других метасоматически замещают их. Это явление наблюдается до глубины



Геологическая карта Сумсарского рудного поля:

1 — фамеский ярус, известняки голубовато-серого цвета, D_3^2 ; франкий ярус: 2 — известняки с пропластками песчаников серого цвета, D_3^1 , 3 — R_1 песчаники красно-бурые, D_3^1 , 4 — переслаивание алевролитов, мергелей, доломитов и гипсов, D_3^1 , 5 — известняки с пропластками песчаников, D_3^1 ; живетский ярус: 6 — песчаники красно-бурые, D_2^7 , 7 — переслаивание алевролитов, мергелей, доломитов и гипсов, D_2^6 , 8 — верхний горизонт доломитов с повышенным содержанием свинца, цинка и марганца, D_2^5 , 9 — песчаники кварцево-полевошпатовые, красно-бурого цвета, D_2^4 , 10 — алевролиты и мергели, D_2^3 , 11 — нижний горизонт доломитов с повышенным содержанием свинца, цинка и марганца, D_2^2 , 12 — конгломераты фиолетовые (базальные), D_2^1 ; 13 — филлиты, песчаники, конгломераты, эффузивы, известняки, S; 14 — дайки; 15 — гипсы; границы между стратиграфическими подразделениями: 16 — согласные, 17 — несогласные; 18 — разрывные нарушения

250 м, что связано с переходом ангидрида в гипс, которое сопровождается увеличением объема на 40%.

Участок Северный Сумсарского месторождения находится в пределах тектонической зоны. На этом участке свинцовое оруденение дополняется медным. По-видимому, положение участка создало условия для утечки сероводорода из красноцветных отложений, что в свою очередь способствовало выносу меди и осаждению ее вместе со свинцом в доломитах горизонта D_2^{2-5} . На других участках Сумсарского месторождения, находящихся за пределами тектонической зоны, присутствует только свинец. Как уже отмечалось, миграция меди может происходить при меньших концентрациях сероводорода, чем миграция свинца. Сероводород удерживает медь от миграции.

В Бахмутской котловине Донбасса на угленосных отложениях залегают нижнепермские красноцветы картамышской свиты (прежнее название — свита медистых песчаников). К этой свите приурочены маломощные горизонты с морской фауной, образование которых связано с эпизодическими трансгрессиями моря с севера [6]. В «морских» горизонтах присутствует медная минерализация. При движении в сторону моря

происходит смена медного оруденения свинцовым. Это явление, по-видимому, обусловлено увеличением количества сероводорода в красноцветных отложениях по мере движения в этом направлении, что в свою очередь удерживало медь от миграции.

Аналогичное явление наблюдается и в Западном Предуралье, где на Белебеевском участке красноцветные отложения уфимского яруса к западу сменяются сероцветными морскими отложениями. С этой границей совпадает смена медного оруденения свинцовым [6]. Миграция свинца возможна и в сероцветных отложениях, отличающихся очень низким содержанием сероводорода. А.И.Перельман [8] такие формации назвал глеевыми. Примером свинцовых месторождений, связанных с глеевыми формациями, является Миргалимсай в Южном Казахстане и месторождения долины р.Миссисипи в США.

В красноцветных отложениях, залегающих в глубоких частях бассейна, количество сероводорода может возрастать. В этом случае медное оруденение сменяется свинцовым, так как медь удерживается от миграции сероводородом. В качестве примера можно привести Любин-Сорошовицкое месторождение в

Польше. Оно приурочено к Северо-Судетской моноклинали, погружающейся к северу. В наиболее глубоко залегающей ее части медное оруденение сменяется свинцовым [13]. Моноклираль ограничена валом Всхова-Остшешув, где вновь появляется медное оруденение.

Таким образом, попытка связать источник металлов стратиформных месторождений меди и свинца с их выносом подземными водами из красноцветных формаций с повышенным содержанием этих металлов, себя не оправдала. Более вероятно, что в этом процессе участвовали огромные массы пород. Вынос металлов приводил к понижению их фонового содержания. В бесплодных красноцветных формациях сероводорода было больше, чем в рудоматеринских, и это удерживало металлы от миграции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барнс Х.Л., Чаманский Г.К. Растворимость и перенос рудных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. —М.: Мир, 1970.
2. Борисенко Е.Н. Геохимия глеевого катагенеза в породах красноцветных формаций. —М.: Наука, 1980.
3. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. —М.: Мир, 1968.
4. Грачевская Е.М. Формы фоновой меди в красноцветных отложениях и их сероцветных аналогах // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 5. С. 1223—1225.
5. Лурье А.М. Закономерности распределения свинцово-цинковой минерализации в междуречье Гава-Кассан (Киргизия). —М.: Наука, 1968.
6. Лурье А.М. Генезис медистых песчаников и сланцев. —М.: Наука, 1988.
7. Лурье А.М. Особенности геологии медистых песчаников и сланцев, обусловленные токсичностью меди // Отечественная геология. 2010. № 6. С. 43—48.
8. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. —М.: Недра, 1968.
9. Смирнов В.И. Успехи и некоторые задачи теории рудообразования // Советская геология. Юбилейный сборник к 40-й годовщине Октября. 1957.
10. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. —М.: Недра, 1965.
11. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 3. —М.: Изд-во АН СССР. 1962.
12. Щербаков А.В. Геохимия термальных вод. —М.: Недра, 1968.
13. Jowett E.C. Genesis of Kupferschiefer Cu-Ag deposits by convective flow of Rotliegendes brines during Triassic rifting. Econ. Geol. 1986. Vol. 81. № 8. Pp. 1823—1837.

Крупнейшее месторождение графита Союзное (новые данные)

А.А.ЧЕРЕПАНОВ (ФГБУН Институт тектоники и геофизики им.Ю.А.Косыгина (ИТиГ) ДВО РАН; 680000, г.Хабаровск, ул.Ким Ю Чена, д.65)

По результатам поисковых и разведочных работ дается оценка месторождению графита Союзное. Выявлено 13 графитоносных пластово-линзовидных тел мощностью 25—580 м, протяженностью 0,3—6,6 км и содержанием графитного углерода 14—16%. Приведены химический и минеральный составы сланцев, изучены примеси благородных и редких металлов. Выявлены микровключения платиноидов и золота. Графит в сланцах в основном явнокристаллический мелко-среднечешуйчатый легкообогатимый. По разведанным запасам и оцениваемым ресурсам месторождение оценивается как крупнейшее в мире.

Ключевые слова: графитовые сланцы, графит, благородные и редкие металлы, технология обогащения, ресурсы.

Черепанов Александр Андреевич, alekscherepanov@yandex.ru

The largest deposit of graphite Soyuznoe (new data)

A.A.CHEREPANOV

The Soyuznoe graphite deposit is evaluated from the results of exploratory works. No less than thirteen graphite-bearing sheeted-lenticular bodies 25—580 m thick, 0,3—6,6 km wide, and with the content of graphite carbon of 14—16%, have been revealed. Chemical and mineral compositions of shales are presented, and noble and rare metal impurities have been examined. As a result, platinoïd and gold microinclusions were detected. Graphite in shales is mainly phanocrystalline, fine-medium-crystalline flakes, and easily enriched. Based on the known reserves and estimated resources, the Soyuznoe graphite deposit is assessed the largest graphite deposit in the world.

Key words: graphitic shales, graphite, noble and rare metals, enrichment technology, resources.

Уникальные свойства графита (огнеупорность, электро-теплопроводность, устойчивость к воздействию многих реагентов, высокая смазывающая и кроющая способность и др.) обусловили многоотраслевое использование графитового сырья и его изделий. Особенно значительно возрастает потребление кристаллического графита. Потребность России в таком сырье составляет не менее 40—60 тыс.т в год. Эксплуатируется Тайгинское месторождение в Челябинской области с содержанием графита 3,2% при годовой добыче 4—6 тыс.т [16].

Одним из возможных источников кристаллического чешуйчатого сырья может быть месторождение графита Союзное, расположенное на территории Еврейской автономной области, известное с конца XIX в. Поисковые работы проводились в 1929—1937 гг., а в 1956—1957 гг. — детальные разведочные работы на Амуро-Бельском участке месторождения, в результате которых ГКЗ СССР утверждены запасы графита категорий А В С₁ в объеме 8,7 млн.т при содержании графита 16,8% [5, 13, 17]. В 2003—2004 гг. ЗАО «Графит» выполнило поисково-оценочные работы, включающие наземные геофизические, проходку канав по профилям, опробовательские и аналитические работы. В результате были вскрыты в центральной части рудного поля наиболее перспективные графитоносные тела на полную мощность 25—580 м при протяженности 0,3—6,6 км,

изучены технологические свойства графитов и особенности их вещественного состава, установлено улучшение степени кристалличности минерала на западном фланге рудного поля. Для дальнейшего изучения был выделен Тополихинский участок, на который ООО «Дальграфит» (дочернее предприятие ОАО «Магnezит») получило лицензию на поиски, оценку и разведку промышленных залежей графита.

В районе месторождения известны разведанные месторождения минеральных красок, мраморов, доломитов, магнезитов, брусита, железомарганцевых руд и россыпного золота.

Методы исследования. Графит — одна из полиморфных модификаций самородного углерода. Атомы углерода в графите расположены в параллельных слоях, но при этом порядок упаковки слоев может быть различен. В связи с этим у графита выделяются две политипные структурные разновидности: 2H и 3R-графит, принадлежащие соответственно к гексагональной и тригональной (ромбоэдрической) сингониям. Диагностика углеродистого вещества (УВ) связана прежде всего со спецификой морфоструктуры и многообразием искажений кристаллической структуры природных и технологически обработанных УВ (графиты, графитоиды, шунгиты, сажи, коксы, термоантрацит, стеклоглерод, графитокерамика, разнообразные композиционные материалы). Часть этих объектов обладает строгой трех-

мерной периодичностью кристаллической структуры, для других характерен широкий спектр дефектных искажений, поскольку степень структурной упорядоченности углеродистого вещества в них изменяется в широких пределах. Определяемые молекулярной структурой физические и химические свойства углерода этой обширной ассоциации также значительно изменяются, что определяет различную практическую направленность и эффективность использования УВ. Исследование структуры углеродистого вещества представляет не только теоретический интерес, но имеет большое значение для геологии и технологии. В геологическом плане — для выяснения взаимосвязи между структурами углерода и условиями формирования пород, в технологическом — для выяснения зависимости физико-механических и химических свойств от структуры углерода.

В связи с изложенным лабораторные испытания графитсодержащих пород требуют привлечения комплекса аналитико-минералогических методов: рентгеновские, термоаналитические, электронно-микроскопические, химические исследования. Оценка качества графитового сырья включают определение элементного состава, фазовые и структурные минералогические и технологические исследования [10].

В настоящей работе использованы результаты работ ЗАО «Графит», в котором автор руководил геологической службой, а также результаты минералогических и технологических исследований ФГУП «ЦНИИГеолнеруд» (г.Казань), выполненных по заданию ЗАО «Графит» и электронномикроскопических исследований и определения содержаний платиноидов, золота и редких элементов, выполненных в институте тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН.

Химический анализ отобранных проб выполнялся в Центральной лаборатории ФГУП «Дальгеофизика». Во ФГУП «ЦНИИГеолнеруд» выполнен рентгенографический количественный фазовый анализ (РКФА) проб графитоносных сланцев на дифрактометре D8 Advance фирмы Bruker; позволивший получить качественную характеристику минерального состава; термический анализ на модернизированном дериватографе D 1500 Q для идентификации структурных разновидностей углеродистого вещества; дифференциальный термомагнитный анализ (ДТМА), позволяющий изучить зависимость характеристик УВ от температуры; просвечивающая электронная микроскопия на электронном микроскопе JEM-2000CX, а также технологические исследования по обогащению и выхода графита. Определение валовых содержаний благородных и редких металлов производилось методом масс-спектрометрии в индуктивно связанной аргонной плазме (ICP-MS) в лаборатории физико-химических методов исследования ИТиГ ДВО РАН, прибор ELAN DRC II, США. Там же выполнено изучение форм выделения благородных металлов с помощью растровой электронной

микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа (РЭМ-РСМА) на микроскопе EVO 40 HV (Carl Zeiss, Германия), оснащенном энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350 (Oxford Instruments, Великобритания) [1, 8].

Геологическое строение рудного поля. Союзное месторождение графита расположено в Кимканском окраинном прогибе Буреинского массива, сложенного терригенными, кремнисто-терригенно-карбонатными и кремнисто-терригенными формациями верхнего рифея—нижнего кембрия и представляет собой чередование более десятка пластов (горизонты)

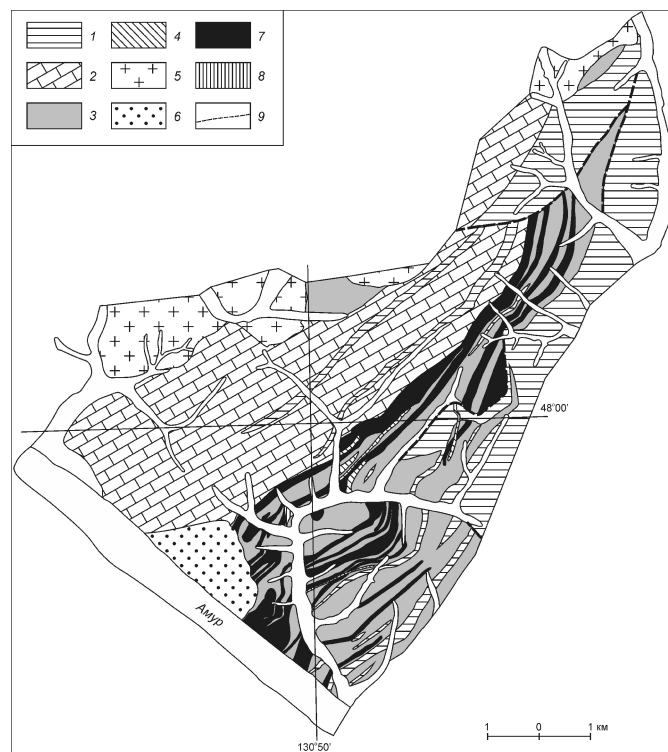


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Союзное. По работе [13], с дополнениями:

1 — неграфитизированные сланцы; 2 — известняки и мраморы; 3 — графитизированные сланцы; 4 — пегматиты; 5 — граниты; 6 — конгломераты мелового возраста; 7 — графитовые сланцы; 8 — диориты; 9 — разломы

высокоуглеродистых графитсодержащих пород со средним содержанием графита 16—18%. Площадь месторождения 60 км² (рис. 1).

Вмещающими породами являются метаморфические образования, представленные продуктами регионального и контактового метаморфизма. Большинство исследователей [5, 13, 15, 24] относят осадочно-метаморфические образования месторождения к союзненской свите нижнего протерозоя. По результатам геологического доизучения площадей (ГДП)

масштаба 1:200 000 (А.Ф.Атрашенко, 2001) эти образования отнесены к кимканской толще нижнего кембрия [3], которая в пределах площади месторождения разделяется на три пачки, моноклинально падающие на северо-запад под углами 10—40°. Наиболее графитоносной является нижняя пачка, сложенная переслаивающимися графитовыми и графитсодержащими кварцево-сланцевыми, слюдяно-кварцевыми, кварц-полевошпатовыми и другими сланцами с прослоями кварцитоподобных пород, филлитов и мраморизованных известняков. Средняя пачка сложена метаморфизованными сланцами, лишенными графита, а верхняя по составу сходна с нижней, но графитоносность проявлена в ней менее интенсивно. Мощность графитоносной части кимканской толщи оценивается в 1600 м. Ее мощность уменьшается в северо-восточном направлении, вплоть до выклинивания графитоносных толщ. В юго-западной части месторождения породы кимканской толщи перекрываются конгломератами кайнозойского возраста.

В северо-западной части породы толщи прорваны гранитами биробиджанского комплекса, а на самом месторождении секутся маломощными телами пегматитов, аплитов и гидротемальными жилами кварца. Гранитоидам комплекса сопутствуют постмагматические микроклинизация, мусковитизация, альбитизация, а также пневматолитово-гидротермальные изменения: турмалинизация, грейзенизация, скарнирование, окварцевание.

Дайки пегматитов и аплитов имеют различное простирание и обычно крутое падение. Они отмечены как в самих материнских гранитах, так и в экзоконтактовой зоне вмещающих пород. Мощность даек первые метры, протяженность до 100 м.

Контактовое воздействие гранитов, лейкогранитов и даек пегматитов на вмещающие породы весьма интенсивное. Здесь преобладают биотит-амфиболовые роговики и графитовые сланцы, часто сульфидизированные. Макроскопически это сланцеватые породы с нематогранобластовой структурой. Состав пород (в %): амфибол 15—85, калишпат 0—40, кварц 5—60, плагиоклаз 0—40, эпидот 0—35, биотит 0—20, графит 0—20, альбит, хлорит, сульфиды (пирротин), апатит, сфен. Роговики на удалении от контакта постепенно переходят в роговикованные породы, в которых отмечаются гнездообразные скопления биотита, мелкие сгустки иголок силлиманита, зачатки кристаллов андалузита.

Дислокационный метаморфизм пород толщи выражен в их рассланцевании, перекристаллизации терригенных и мраморизации карбонатных пород, что соответствует начальным стадиям филлитовой фации. Вблизи интрузии породы подверглись контактовым изменениям с образованием минеральных ассоциаций разных фаций термального метаморфизма — от мусковит-роговиковой до пироксен-роговиковой. Нахождение вместе андалузита, силлиманита и гра-

фита характеризует метаморфизм, происходивший в неглубинных условиях при температуре 700—800 °С и давлении 300 МПа.

Химизм пород (низкое CaO/MgO) указывает на высокую соленость морского бассейна, а повышенное содержание $C_{орг}$ свидетельствует о насыщенности осадков водорослями и микроорганизмами. Биогенное происхождение углеродистого вещества в сланцах подтверждается результатами определения в породах кимканской толщи изотопного состава углерода $^{13}C_{VPDB}$, полученными в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН в пределах (20,6—23,8) (табл. 1).

1. Изотопный состав углерода графитов Союзного месторождения

Пробы	Характеристика материала	$C_{орг}$, %	$^{13}C_{VPDB}$, ‰
704	Среднечешуйчатый графитовый сланец	19,05	22,8
706	Крупнечешуйчатый графитовый сланец	26,45	21,5
711	Углисто-графитовый сланец	12,86	20,6
712	Графит-кварц-полевошпатовый гнейс	1,33	21,4
726	Графит-кварц-серечитовый сланец	13,54	23,8
714-А	Эксталяционный графит крупнечешуйчатый	19,45	24,0
709	Гнейсовидный графитовый сланец	4,32	21,1
713	Пегматит с графитом	3,47	20,6
714	Графит-полевошпатовый гнейс	9,77	23,9

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН.

Участки распространения пород кимканской толщи характеризуются дифференцированным магнитным полем напряженностью от 0 до 400 нТл, радиоактивностью пород (в мкр/ч): от 9 на известняках, до 15—20 на сланцах, с максимумом 50 на графитовых сланцах. Данные АГСМ-съемок свидетельствуют о том, что неуглеродистые разности пород обладают низкими значениями (в %): К 1,5—2, U (2—3,5) 10⁻⁴%, Th (4—8) 10⁻⁴%, а над углеродистыми графитовыми сланцами фиксируются аномалии U до (4—6) 10⁻⁴% (А.Ф.Атрашенко, 2001).

Характеристика рудных тел. На месторождении выявлено 13 графитоносных пачек (пласты) мощностью от 25 до 580 м и протяженностью от 0,3 до 6,6 км

(см. рис. 1). Содержание графитного углерода в них колеблется от 2,5 до 38%, при среднем по сечениям 14—16%. Форма рудных тел неправильно-пластовая с линзовидными скоплениями графитовой минерализации. Она нарушается так называемой графитовой тектоникой, проявляющейся в обдавлении пластов, придании им линзовидной формы, а при значительной протяженности четковидное строение как по простиранию, так и падению. Характерно наличие прослоев пустых пород, переслаивание и ветвление пластов. Графитоносные сланцы нередко постепенно переходят в кварц-полевошпат-слюдяные сланцы.

Графитоносные пласты отчетливо выделяются контрастными аномалиями естественного электрического поля (ЕП) и повышенной радиоактивностью. Контакты с вмещающими породами резкие. Графит в рудных телах кристаллический средне-мелкочешуйчатый. Но нередко в зальбандах крупных тел выделяются участки, сложенные аморфным или тонкозернистым графитом с пониженным содержанием графитного углерода. В рудных телах западного фланга месторождения (участок Тополихинский) кристалличность графита выше.

В графитовых сланцах установлено постоянное присутствие (в %): кварца 38—41, карбонатов 0,5—18, графита $C_{орг}$ 7—32, содержание серы от 0,1 до 1,32 (табл. 2). В них относительно кларков повышены в 2 раза содержания Pb, Be, Ba, Ag, в 7—10 раз U, Bi, Mo, V, Cr. Установлена тесная корреляционная связь Mo-Cu-Co-Ni-U-V. При увеличении в составе сланцев и графитсодержащих пород полевошпатовой составляющей уменьшается содержания Sc, V, Cr, Ni, Zn, Y, Th, U и возрастает Sr, Nb, Ba (см. табл. 2). Сланцы обогащены легкими редкими землями и обеднены тяжелыми (рис. 2). Следует обратить внимание на Eu, количество которого минимально в собственно графитовых сланцах и относительно максимально в графитсодержащих гнейсах и гнейсовидных породах.

Методом дифференциального термомагнитного анализа в графитовых пробах были обнаружены рудные минералы: пирротин -типа, моноклинный пирротин, гематит, гётит, но в очень незначительных количествах от следов до первых процентов. В аншлифах визуально отмечается пирит, который встречается в виде сингенетичной мелкой вкрапленности и реже секущих пиритовых и кварц-пиритовых прожилок.

Благородные и редкие металлы в графитовых сланцах. Работами 2003—2005 гг. в пластах графитовых сланцев с повышенной радиоактивностью и сульфидизацией отмечались (в г/т): Au до 0,04; Pt до 0,02; Pd до 0,06 [19, 20]. Такие содержания были установлены в слоях графитовых сланцев с аморфным или тонкозернистым строением графита и относительно повышенными содержаниями V 0,6—0,8, Mo до 0,02%, Cr, Ni, Y, реже Ba, W, Ag, P.

С целью проверки этого в ИТиГ ДВО РАН методом ICP-MS с кислотным разложением проанализировано 8 проб на металлы платиновой группы (МПГ) и Au, результаты которых приведены в таблице 3. Согласно методике, пробы анализировались из навески 2 г, но пробы 704 и 725 были дополнительно проанализированы из навески 5 г. Для сравнения показан результат анализа пробы, выполненный в НИГИ (Индия).

Изменение массы навески привело к увеличению содержаний Pt и Au. Истинные содержания благородных металлов из-за значительного содержания свободного углерода должны быть большими [2, 9]. Это подтверждается просмотром осадка, оставшегося после разложения проб кислотами на фильтре. В осадке были обнаружены мельчайшие зерна платиноидов и золота. Это же подтверждает изучение микровключений благородных металлов в сланцах с помощью растрового электронного микроскопа [1, 8].

Для сланцевых пород углеродистого типа характерно широкое распространение собственных минеральных фаз МПГ, Au, Ag, самородных образований W, Cu, Pb, Fe и интерметаллидов с размером зерен от 0,1 до 160 мкм, наблюдаемых под микроскопом в виде микровключений [18]. Подобные включения установлены в графитовых сланцах месторождения.

Микровключения в графитовых сланцах Союзного месторождения изучены в 14 пробах в аншлифах и остатках проб после кислотного разложения, которое применялось для обнаружения и изучения включений платиноидов, золота и других металлов, редко встречающихся в аншлифах, а также включений, имеющих очень малые размеры [1].

Наиболее часто отмечаются включения серебра (рис. 3, а—в), хорошо различимые в аншлифах. Их размеры колеблются от долей мкм до 100 мкм. Форма их разнообразная — от комковатых агрегатов, скрученных проволочек до массивных и внешне однородных. Массовое содержание Ag колеблется от первых единиц до 96,94%. Наиболее крупные включения более чистого самородного состава. Более 70% изученных включений серебра содержат примеси меди 1,39—19,7; 30% — хлора 0,77—9,78 и 50% — серы 0,32—12,11%. Помимо названных включений значительно меньше устанавливается золото и более редко Pb, Hg, Zn, U. Отсутствие серы в одних включениях и, наоборот, присутствие в значительных количествах в других указывает на то, что серебро во включениях находится как в самородном, так и в виде аргентита или их смеси. Местами включения серебра широко распространены, создавая относительно густую вкрапленность, указывающую на возможность позднего наложения серебряносущей минерализации.

Включения золота (см. рис. 3, в—г) в виде зерен и пластинок неправильной формы имеют размеры от

2. Химический (в массовых долях, %) и микроэлементный (в г/т) составы графитовых сланцев месторождения Союзное

Компоненты	Кварц-слюдяные графитовые сланцы					Гнейсовидные графитовые сланцы	Графит-полевошпатовые гнейсы		Графитизированные пегматиты	
	мелкочешуйчатые		среднечешуйчатые							
	704	711	721	708	714	709	712	717	713	727
SiO ₂	62,48	57,45	63,54	67,38	62,52	67,38	71,87	61,27	69,24	65,30
TiO ₂	0,77	0,98	0,73	0,68	0,65	0,68	0,83	0,95	0,22	0,74
Al ₂ O ₃	12,17	12,71	10,29	11,33	8,14	11,33	16,67	11,99	15,56	11,85
Fe ₂ O ₃	1,50	3,18	5,14	1,00	2,76	1,00	1,22	1,74	1,90	8,75
MnO	0,03	0,06	0,05	0,02	0,06	0,02	0,02	0,04	0,02	0,04
CaO	0,28	6,04	5,12	0,08	7,21	0,08	0,18	5,98	1,59	3,75
MgO	0,94	2,64	0,58	0,62	0,83	0,62	0,69	1,68	0,01	0,74
Na ₂ O	1,02	0,74	0,35	0,90	0,49	0,90	0,85	0,35	1,11	0,55
K ₂ O	4,96	1,88	3,81	4,75	1,08	4,75	6,74	5,21	11,59	4,66
P ₂ O ₅	0,028	0,09	0,17	0,02	0,20	0,02	0,03	0,09	1,24	0,08
C _{общ}	12,71	13,43	10,26	8,32	9,77	9,20	6,52	8,42	3,47	9,77
Сумма	97,40	99,45	101,79	95,10	93,71	91,66	101,34	98,16	103,18	99,11
Sc	15,04	15,78	13,81	12,70	12,00	0,58	14,96	15,88	0,20	2,60
V	888,20	597,25	436,94	800,88	297,40	33,63	295,65	261,21	12,21	414,86
Cr	346,12	226,22	230,38	289,10	163,52	110,46	140,31	Не анализ.	100,78	302,82
Co	1,96	23,33	29,69	0,85	11,10	1,75	1,44	4,11	1,25	12,78
Ni	10,47	39,05	52,20	5,61	13,59	9,60	9,01	9,24	7,44	89,72
Cu	17,65	59,51	144,56	10,23	19,17	29,96	48,81	26,14	12,55	59,19
Zn	71,19	56,30	210,15	31,32	73,14	60,08	48,31	67,16	72,93	74,85
Ga	22,44	20,07	16,59	17,23	16,13	10,00	28,03	17,84	13,81	13,27
Rb	162,01	83,22	119,22	136,40	31,51	248,37	213,52	189,30	336,37	112,40
Sr	23,40	106,06	141,71	12,63	117,87	270,98	38,79	152,94	385,86	111,27
Y	8,90	24,59	12,94	4,80	23,57	2,51	9,74	15,94	12,43	2,37

Компоненты	Кварц-слюдаые графитовые сланцы					Гнейсовидные графитовые сланцы	Графит-полевошпатовые гнейсы			Графитизированные пегматиты	
	мелкочешуйчатые			среднечешуйчатые							
	704	711	721	708	714		709	712	717	713	727
Zr	103,19	He анализ.	55,75	82,94	36,11	9,08	89,49	He анализ.	3,43	25,17	
Nb	3,29	2,39	11,40	2,33	8,51	2,62	3,43	13,07	8,41	29,06	
Ag	0,69	2,01	1,46	0,83	1,34	0,77	1,77	0,95	1,36	2,57	
Sn	4,12	0,92	2,35	4,57	5,37	4,06	4,03	2,11	1,29	6,21	
Cs	10,26	3,63	4,68	9,02	1,55	12,50	12,88	7,26	11,57	6,34	
Ba	796,16	194,09	580,28	660,19	319,52	1449,76	1111,82	1052,08	1780,62	351,79	
Hf	2,59	2,82	1,50	1,94	0,95	0,23	2,31	2,16	0,15	0,71	
Ta	0,47	0,10	0,64	0,16	0,52	0,16	0,24	0,82	1,09	4,16	
Pb	17,22	4,81	40,61	6,81	13,66	91,15	103,86	11,80	121,70	31,91	
Th	11,39	13,46	11,63	7,41	9,66	15,37	13,40	11,32	7,71	2,95	
U	7,33	18,76	31,78	5,66	23,03	1,42	5,08	24,09	1,10	3,88	

Примечание. Силикатный анализ выполнен в ИТиГ ДВО РАН методом РФА, анализик Л.М.Ильин; содержание углерода — в ИВЭП ДВО РАН, анализик С.И.Левшина.

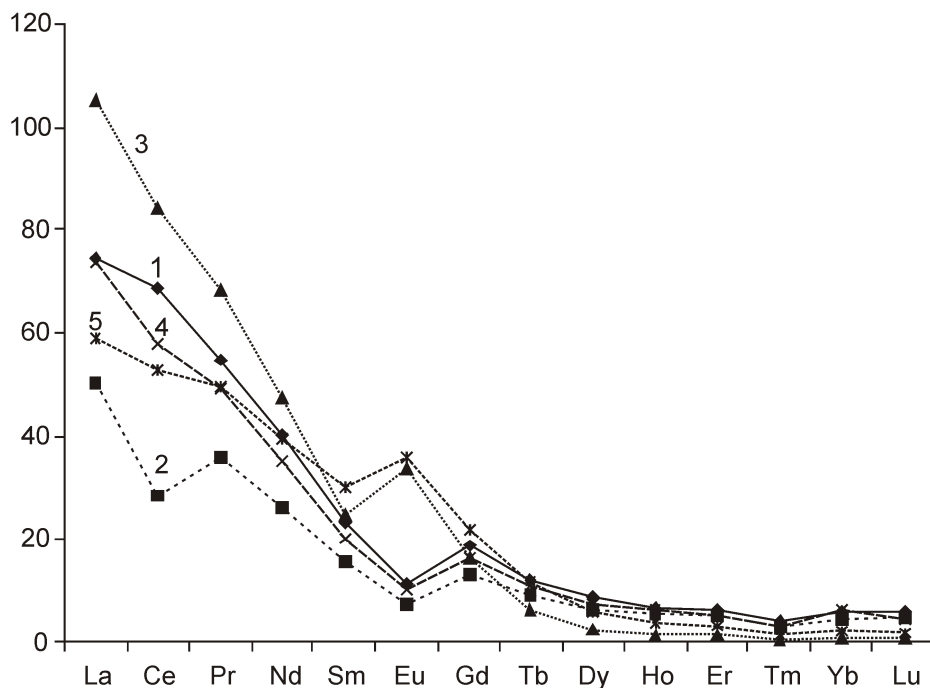


Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в разновидностях графитосодержащих пород месторождения Союзное (усредненные данные):

сланцы графитовые: 1 — мелкочешуйчатые, 2 — среднечешуйчатые, 3 — гнейсовидные; 4 — графитосодержащие гнейсы; 5 — графитизированные пегматиты

долей мкм до 10 мкм. Его пробность 299—990. В качестве примесей присутствуют серебро 2,45—11,33, медь 1,02—19,17, редко хлор до 5,5%.

Включения платиноидов редки. В основном они обнаруживаются после кислотного разложения и удаления силикатной части породы. В аншлифах встречено всего два включения платины и одно палладия. Включения платины очень мелкие — от долей мкм до 1—2 мкм. Содержания Pt 10—37%. Из-за малых размеров при анализе вовлекается часть матрицы и поэтому в составе включений платиноидов много примеси порообразующих эле-

ментов — Si, Al, Na, K, а также кислорода и углерода, которые указывают на возможность первичного нахождения платины в виде металлоорганических комплексов [18].

Палладий обнаружен в образце 0,47 на контакте кварца и графита в силикате повышенной основности. Размеры включения не превышают 1—2 мкм. Состав включения Pd 61,9 и Pb 38,1%.

Часто отмечается самородная медь, содержащая примесь серебра, золота, иногда цинка, железа, серы, а также включения самородного вольфрама, железа, циркона. Нахождение металлов в самородном виде об-

3. Результаты анализа графитовых сланцев на содержание металлов платиновой группы и золота, в мг/т

Пробы	Краткая характеристика материала	Ru	Rh	Pd	Ir	Pt	Au
704	Графитовый сланец мелкочешуйчатый	1,08	0,01	36,46	0,07	0,90	111,32
7048*		0,62	0,56	1,72	—	16,23	398,31
706	Гнейсовидный графитовый сланец	1,26	0,14	0,81	—	—	156,16
709	Гнейсовидный графитовый сланец	0,38	—	0,42	—	—	353,64
712	Графит-полевошпатовый гнейс	0,35	—	—	—	—	111,74
713	Пегматит графитизированный	0,85	—	—	—	—	33,75
717	Гнейсовидный графитовый сланец	2,14	0,10	5,95	—	0,88	744,47
725	Графитовый сланец среднечешуйчатый	2,53	0,23	42,09	—	0,16	90,48
725*		1,2	1,13	7,36	0,33	10,2	118,51
726	Графит-кварц-серицитовый сланец	0,59	—	2,98	—	6,69	—
9-150	Графитовый сланец мелкочешуйчатый (в г/т)	15	150	318	2	1083	86

Примечание. Анализы проб 704—726 выполнены в ИТиГ ДВО РАН методом ICP-MS с кислотным разложением из навески 2 г, аналитики Д.В.Авдеев и Н.И.Ильина; анализ пробы 9-150 выполнен в НИГИ (Индия) методом ICP-MS со сплавлением с NiS; * — повторный анализ проб из навески 5 г.

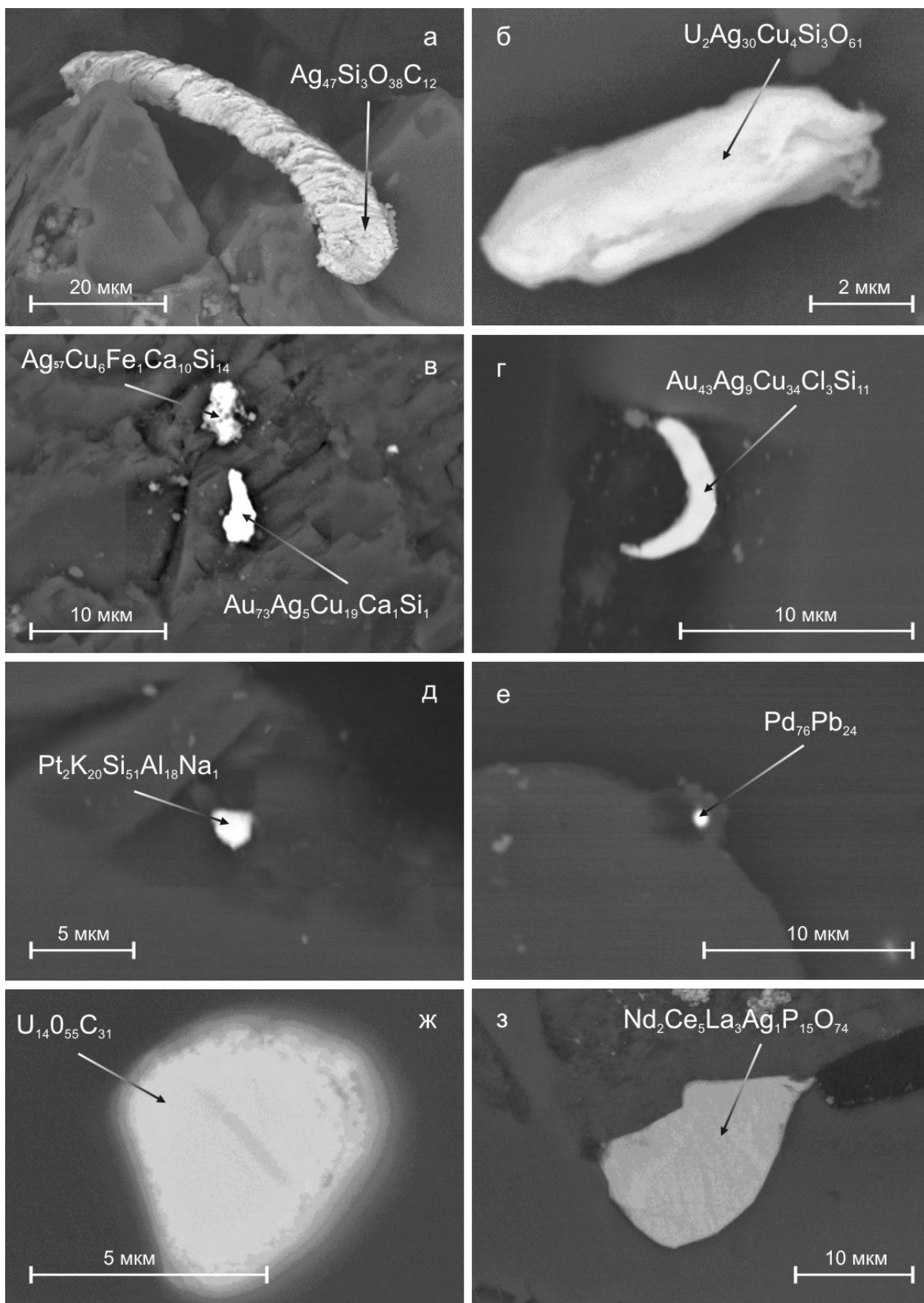


Рис. 3. Микровключения благородных и редких металлов в графитовых сланцах месторождения Союзное:

а — серебра; б — серебра с примесью урана и меди; в — серебра и золота; г — золота; д — платины; е — палладия; ж — уранинита; з — редкоземельного фосфорита

условлено восстановительной средой в присутствии значительного количества свободного углерода.

Интересны включения редкоземельных фосфоритов (апатитов?). Встречаются они как в аншлифах, так и продуктах кислотного разложения в виде пластинок размером до 20—40 мкм (см. рис. 3, з). Среди них по составу выделяется две группы. Одна содержит (в %): Nd 6,3—19,6; Ce 20—45; La 10,6—22,2; P до 13—14, а также примесь Ag 1,5—3,6; кислорода 30—40 и редко углерода. Другая группа содержит (в %): Yb до 10,6; Dy до 10,6; Gd до 5, P до 25; иногда U до 6; Co до 2,5 и в одном случае Os до 27. Приуроченности той или иной группы микровключений к породам определенного состава не установлено. В связи с повышенными содержаниями редких земель в таких включениях фосфоритов необходимо проверить известные проявления фосфоритов кимканского прогиба (Гремячинское, Бурунбавское, Тигровое и др.) на содержание в них редкоземельных элементов.

Уран присутствует в виде примесей во включениях серебра и в фосфоритах. В аншлифе обр.2002 встречено округлое включение урана (см.рис. 3, ж), соответствующее по составу ураниниту. Вероятно, такими примесями и обусловлена повышенная радиоактивность графитовых сланцев месторождения.

Отличительной особенностью изученных включений в графитовых сланцах месторождения от подобных включений в углеродистых сланцах кимканской толщи является постоянная примесь в их составе порообразующих элементов Ca, Al, Si, K, редко Na, присущих гранитам и пегматитам, подвергших сланцы контактовому изменению.

Оценивая в целом содержание благородных металлов в графитовых сланцах, можно предположить, что истинное содержание вряд ли превышает 1—1,5 г/т, а малые (микронные) размеры зерен ставят под сомнение возможность их извлечения в ближайшем будущем. Но, в период эксплуатации месторождения необходимо проверить возможность их накопления в некоторых продуктах обогащения, как это установлено для месторождений золота в черных сланцах [12].

Графит месторождения, его свойства и технологические особенности. Содержания графита в рудных телах изменяются в пределах 7—32%, в среднем 14—16. Также характерно наличие прослоев пустых пород, переслаивание и ветвление пластов. Графит на месторождении в основном кристаллический, чешуйчатый, изометрической формы, размером в поперечнике от 0,02 до 0,25 мм. Расположен он по слоистости (сланцеватости). В направлении к гранитному массиву и на контакте с пегматитами повышается концентрация графита и возрастают размеры чешуек.

Прямой зависимости между содержанием графита в породах и другими порообразующими элементами не обнаружено. Микроэлементный состав слан-

цев достаточно однородный. По результатам спектрального анализа положительная корреляция установлена между графитом и стронцием (k 0,64), а отрицательные связи проявились с иттрием (k 0,61).

Углеродистое вещество графитовых сланцев неоднородно. По данным дифференциального термического анализа (ДТА), оно представлено как явнокристаллическим графитом, имеющим довольно высокие температуры конца экзотермического эффекта (890—910 С), так и скрытокристаллическим (низкие температуры начала процесса 580—590 С). Аналогичные показатели для типичного скрытокристаллического графита Боевского месторождения 510—850 С, а явнокристаллического Тайгинского месторождения 630—1030 С. Термоаналитические кривые регистрируют интегральный процесс окисления всех структурных составляющих углеродистого вещества. Это выражается в том, что графиты месторождения Союзное относятся к «скрытокристаллическим» и «неполнокристаллическим» группам графита. С увеличением содержания графита в образце, степень его кристалличности ухудшается, что подтверждается отрицательным значением коэффициента корреляции между содержанием графита и значениями энергии активации (E_0) равному 0,64.

Графит в основном кристаллический мелкочешуйчатый. Чешуйки гексагональных очертаний размером от сотых долей мм до 0,1—0,15 мм, реже более крупные. Графит заполняет все межзерновые участки других минералов, иногда трещинки в них. Еще реже встречается в виде включений в зернах кварца и других силикатных минералов, образует графитовые «рубашки» вокруг зерен кварца и силикатов, представляющие собой агрегирование микрочешуек графита на поверхности этих минералов. Он также отмечается в качестве углеродистых включений в полевых шпатах в виде тонкой сыпи и хлопьев углеродистого вещества микронной и более мелкой размерности. Наиболее крупные выделения графита и его чешуек приурочены к контактам пегматитов и кварцевых жил. В пегматитах по трещинам отлагается перекристаллизованный (экспликационный ?) графит смоляно-черного цвета (рис. 4, в). Он же пропитывает зонки трещиноватости в пегматитах. Этот графит, судя по данным рентгеноспектрального микроанализа под электронным микроскопом (РЭМ-РСМА), отличается наибольшей чистотой. В нем не встречено посторонних примесей, в то время как в чешуйчатых постоянно присутствует примесь Si, O, реже Ca, Na. Количество такого «чистого» графита небольшое и не превышает 0,5—1,0% от общей массы.

Поверхность агрегатов (кристаллов) графита не является ровной. Под микроскопом на ней наблюдаются углубления различной формы, часто ступенчатые или незначительные бугорки, придающие поверхности шероховатость. Неровная бугристая или шероховатая, или микрочешуйчатая поверхность агре-

гатов графита, по-видимому, отражает наличие отдельных скоплений примесей на завершающих стадиях роста. Можно предположить, что скорость роста кристаллов (агрегатов) графита была относительно высокой, что привело к захвату большого количества примесей, тормозящих рост граней графитового кристалла.

Чем мельче чешуйки графита, тем они более идеальны. Отдельные чешуйки графита изогнуты, их концы расщеплены, другие имеют зубчатые ограничения (см. рис. 4). Это свидетельствует о проявлении процессов деформации после формирования графитовых чешуек. Крупные по размеру чешуйки и «брусочки» графита являются, обычно, агрегированными образованиями, состоящими из более мелких чешуек наложенными параллельно плотно друг на друга. По степени кристалличности они резко отличаются от углистого материала сланцев кимканской толщи, не подвергнутых контактовому воздействию гранитов.

Соотношение графита с другими минералами указывает на более позднее его образование. Графит

проникал по трещинкам спайности и раскола в минералы, но чаще он локализовался по трещинам сланцеватости.

По данным рентгенографического количественного фазового анализа (РКФА) изучен минеральный состав сланцев и проведен корреляционный анализ, отражающий наличие связи между графитом и другими минералами. Полученные расчеты показали наличие положительной связи графита с кварцем ($k = 0,4$) и отрицательной с серицит-мусковитом ($k = 0,5$).

Кроме того, изучение морфологии частиц углеродистого вещества и их структурного состояния проводилось методом просвечивающей электронной микроскопии на электронном микроскопе JEV-2000CX фирмы JEOL, Япония. Использована стандартная методика подготовки суспензии, которая наносилась на сеточку подложки и просматривалась в электронном микроскопе.

При анализе микрофотографий установлено, что все исследуемые объекты содержат три разновидности углеродных частиц: слоисто-пластинчатые, игольча-

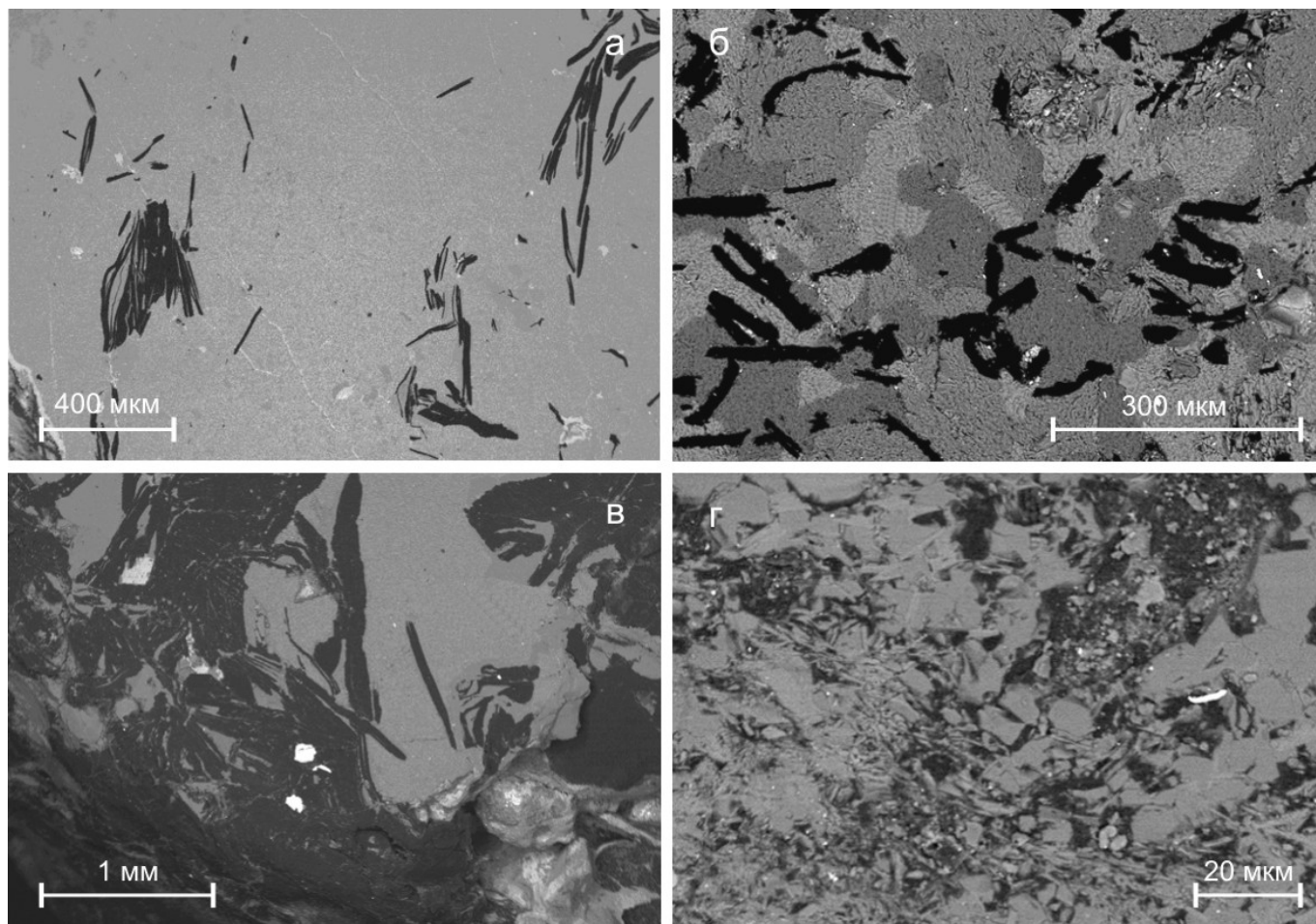


Рис. 4. Формы чешуек и выделений графита:

а — линейные в пегматите; б — призмы с зубчатым ограничением в сланцах; в — линейные и коломорфные выделения графита на контакте сланцев с пегматитом; г — выделения углекислого вещества в сланцах кимканской толщи у железнодорожной станции Известковая; аншлифы, растровый электронный микроскоп EVO 40 HV (Carl Zeiss, Германия)

тые и хлопьевидные. Дифракционные измерения показали, что пластинчатые частицы представлены графитом с хорошей кристаллической структурой, игольчатые — полукристаллической, при этом они представляют собой трубчатые образования, которые часто свойственны шунгитам. Хлопьевидные частицы графита образуют диффузные дифракционные кольца, характерные для аморфных веществ. В количественном отношении преобладают пластинчатые частицы.

Электроннографическое исследование графита из графитистых сланцев показало, что он характеризуется достаточно высоким совершенством структуры. Рефлексы на I (10 $\bar{L}$) и II (11 $\bar{L}$) эллипсах электронограмм от текстур четкие, контрастные, фона между рефлексами практически не наблюдается. Графит представлен смесью политипных модификаций 2H и 3R с примерно одинаковым их соотношением (2H 3R) в обоих образцах [22].

Графиты характеризуются значениями межплоскостных расстояний d_{002} равными 0,3358—0,3360 нм, что соответствует явнокристаллической разновидности графита, а величина степени графитизации их, оцененная рентгенодифракционным методом по отношению небазальных к базальным рефлексам (I_{112}/I_{110}) со значениями от 1,58 до 1,89 свидетельствует о высокой степени совершенства структуры описываемого минерала.

Технологические испытания руд месторождения проводились неоднократно [5, 14, 17]. Последними исследованиями, выполненными в 2004 г. ФГУП «ЦНИИГеолнеруд» доказано, что руды месторождения могут быть отнесены к средне- и легкообогащаемым. Были получены концентраты крупностью от 1,0 0,2 мм и менее с содержанием графитного углерода 82—90% и более.

Выделяемый графит не является чистым и идеально однородным по содержанию углерода. Его природная зольность 6—14%. Он представлен чешуйчатыми агрегатами, реже мономинеральными кристаллами или находится в тесном сростании с мусковитом (реже биотитом), кварцем, полевыми шпатами, образуя трудноразделимые механическим способом полиминеральные агрегаты (чаще всего графит-мусковитовые, графит-кварцевые, графит-полевошпатовые, реже — графит-биотитовые и с другими минералами). Получение более чистого графита с меньшей зольностью трудноосуществимо.

Учитывая классификацию, применяемую в геологии [4, 6, 7, 16], можно отметить, что по крупности чешуек графит на 99,8% представлен в основном явнокристаллическим типом. При этом среднее содержание крупночешуйчатого графита размером частиц 0,1 мм равно 2,70% абс. или 13,18% отн., а среднее содержание мелкочешуйчатого графита составляет 17,74% абс. или 86,62% отн. На долю скрытокристаллического (аморфного) графита приходится всего лишь 0,04% абс. или 0,2% отн.

По геологической (структурной) классификации [4, 7, 16] графит месторождения представлен двумя природными типами (группами): явнокристаллический (размер кристаллов, агрегатов 0,001 мм) и скрытокристаллический (аморфный, размер кристаллов, агрегатов от 0,001 до 0,00001 мм). При этом явнокристаллические графиты по форме агрегатов (кристаллов) относятся к чешуйчатому подтипу (подгруппе, разновидности). Чешуйчатый явнокристаллический графит пользуется наибольшим спросом.

Принимая во внимание требования ГОСТ к графитовым концентратам, каждый из которых обычно представлен набором нескольких фракций крупности графита, необходимо отметить, что в графите месторождения Союзное установлено наличие всех шести фракций крупности, которые применяются на практике при выработке тех или иных марок графита [10, 17].

По обогатимости графитовые сланцы месторождения Союзное следует отнести к одному технологическому типу, так как они могут обогащаться по одной технологии, например флотационной, или по сложной (комплексной) технологии, включающей сухое и мокрое обогащение [6, 11]. Механическими способами обогащения можно получить концентраты с зольностью 10—15%. Компонование извлеченного графита по фракциям крупности и зольности будет зависеть от вида потребления. Качество графитового сырья допускает его широкое промышленное использование. Он отвечает требованиям промышленности и может иметь комплексное применение во многих областях производственного назначения, в частности как графит электроугольный, элементный, литейный, тигельный, смазочный [7, 23]. При необходимости графитовый концентрат может быть доведен до необходимых марок, соответствующих ГОСТ, по требованию заказчика [11].

Оценка ресурсов. Разведанные запасы графита промышленных категорий А В С₁ Амуро-Бельского участка составляют 8,7 млн.т при содержании графита 16,8%. Ресурсы по рудному телу № 8, вскрытому тремя канавами в 2003—2004 гг. в центральной части месторождения, подсчитаны до глубины 50 м в объеме 37 млн.т руды или более 5 млн.т графита.

Ранее прогнозные ресурсы графитоносных руд [13, 15] оценивались в 1 млрд.т. Однако, если учесть возможную глубину отработки открытым способом до 100 м (рельеф позволяет), параметры рудного поля 60 км², протяженность рудных тел до 6—7 км и мощность до 650—700 м, то они могут быть увеличены до 2—3 млрд.т [21]. Это позволяет отнести месторождение графита Союзное к крупным месторождениям в мире.

Россия ежегодно импортирует графитовой продукции на сумму более 5 млн.дол. В случае промышленной эксплуатации месторождения Союзное будет полностью удовлетворена потребность России в кристаллическом графите, ликвидирована импортная

зависимость в нем, и, может быть, организован экспорт высокосортной графитовой продукции.

Автор благодарит Н.В.Бердникова и сотрудников лаборатории ФХМИ ИТиГ ДВО РАН: Д.В.Авдеева, Н.И.Ильину, Л.Н.Ильина и В.С.Комарову за выполнение аналитических и электронномикроскопических исследований и оказание помощи в компьютерной подготовке материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бердников Н.В., Коновалова Н.С., Зазулина В.Е. Исследование включений благородных металлов в высокоуглеродистых породах методом РЭМ-РСМА // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 2. С. 90—96.
2. Варшал Г.М. и др. О концентрировании благородных металлов углеродистым веществом пород // Геохимия. 1994. № 6. С. 114—121.
3. Васькин А.Ф., Пятилетов В.Г., Соболев Л.П. Новые данные о возрасте Хинганской серии // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. —Хабаровск, 1999. С. 37—38.
4. Веселовский В.С. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Графит // Справочник для геологов. Вып. 3. —М.—Л.: Госгеолиздат, 1946.
5. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область // Ч. I. Геологическое описание. —М.: Недра, 1966. С. 94—97.
6. Евстигнеева А.А. Совершенствование технологии обогащения графитовых руд (на примере Тайгинского месторождения) / Автореф. дис. ... канд. технич. наук. —Л., 1989.
7. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям графита. —М.: ГКЗ СССР, 1984.
8. Комарова В.С., Бердников Н.В., Коновалова Н.С. Особенности исследования микровключений благородных металлов в высокоуглеродистых породах методом РЭМ-ЭДА // Мат-лы всерос. конф. «Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии» VII Косыгинские чтения, 12—15 сентября. —Хабаровск. С. 182—185.
9. Курский А.Н., Витоженк Г.Ч. и др. Проблема аналитического определения металлов платиновой группы в рудах черносланцевых комплексов // Платина России, Т. II. Кн. 1. —М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. С. 150—174.
10. Лузин В.П., Лузина Л.П. Методические рекомендации по оценке качества графитового сырья // Экспресс-инф. Геологическое изучение недр и водопользование / ЗАО «Геоинформмарк». 1999. № 9. С. 16—17.
11. Лузин В.П., Лузина Л.П., Бухмастов В.М., Николаев А.Ф. Методика разработки принципиальной схемы обогащения графита // Методические рекомендации. № 92. —Казань, 1999.
12. Матвиенко В.Н., Калашиников Ю.Д., Нарсеев В.А. Клас-теры — протоформа нахождения драгметаллов в рудах и минерализованных породах / Экспериментальная ми-нералогия. Некоторые итоги на рубеже столетий. 2004. Т. 2. С. 273—279.
13. Месторождения неметаллических полезных ископае-мых Еврейской автономной области. Справочник / Под ред. А.А.Врублевского и др. —Хабаровск—Биробид-жан: Приамурское географическое общество, 2000.
14. Павлов Н.Н. Союзное месторождение графита на Амуре в Дальневосточном крае СССР. —Владивосток, 1935.
15. Солоненко В.П. Геология месторождений графита Вос-точной Сибири и Дальнего Востока. —М.: Изд-во геол. лит-ры, 1951.
16. Тимесков В.А. Минеральное сырье. Графит // Справоч-ник. —М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1997.
17. Тимесков В.А., Кузнецов О.Б., Кузнецова В.Г. и др. Ми-нерально-сырьевая база графита, пути расширения и освоения (на примере месторождения Союзное) // Оте-чественная геология. 2009. № 1. С. 62—68.
18. Ханчук А.И., Бердников Н.В., Черепанов А.А. и др. Бла-городные металлы в черных сланцах сутырской свиты и кимканской толщи (Буреинский массив) // Тектоника и глубинное строение Востока Азии: VI Косыгинские чтения. Докл. всерос. конф., 20—23 января 2009 г. —Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2009. С. 237—240.
19. Черепанов А.А. Платиноносность черносланцевых по-род Хабаровского края // Типы седиментогенеза и лито-генеза и их эволюция в истории Земли / Мат-лы всерос. литологического совещания, 14—16 окт. 2008 г. —Ека-теринбург, 2008. Т. 2. С. 384—387.
20. Черепанов А.А., Кузин А.А. Союзное месторождение графита, новые данные //Тектоника и металлогения Се-верной Циркум-пацифики и Восточной Азии / Мат-лы всерос. конф. —Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 561—564.
21. Черепанов А.А. Крупнейшее месторождение графита Союзное // Сборник докладов всерос. науч. конф. «Воп-росы геологии и комплексного освоения природных ре-сурсов Восточной Азии». —Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2010. С. 136—138.
22. Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Жухлистов А.П. и др. К харак-теристике структурных особенностей природного графита // Известия АН СССР. Сер.геол. 1986. № 7. С. 3—15.
23. Шапиро И.А. Пути использования графита близ с.Союз-ного на Амуре // Минеральное сырье. 1931. № 12. С. 1015—1028.
24. Эйриш Л.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская, лист L-52-V, объяснительная записка. —М., 1964.

Щелочные гранитоиды Майорского массива и их потенциальная рудоносность (Горный Алтай)

А.И.ГУСЕВ (Алтайская государственная академия образования им.В.М.Шукшина; 659333, Алтайский край, г.Бийск, ул.Короленко, д.53)

Приведены геологические, петрогеохимические данные по гранитоидам петротипического Майорского массива Горного Алтая. Показаны специфические минеральный состав и особенности фракционирования минералов и химических элементов в магматическом очаге, обуславливающих потенциальную рудоносность на уран-редкометалльно-редкоземельное оруденение. По комплексу признаков гранитоиды Майорского массива отнесены к анорогенному типу.

Ключевые слова: интрузии, амфибол-биотитовые граниты, рибекитовые граниты, лейкограниты, тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов, уран, редкие металлы, редкие земли.

Гусев Анатолий Иванович, anzerg@mail.ru

Alkalic granitoids of Mayorskii massive and their potential ore mineralization (Mountain Altay)

A.I.GUSEV

Geological, petro-geochemical properties on granitoids of petrotipic Mayorskii massive of Mountain Altay presented. Specific mineral composition and peculiarities of fractionation of minerals and chemical elements in magmatic melting spot, causing potential ore mineralization on uranium-rare metals-rare earth elements ore mineralization. Granitoids of Mayorskii massive carry to anorogenic type.

Key words: intrusive, amphibole-biotite granites, riebeckite granites, leucogranites, tetrad effect fractionation of rare earth elements, uranium, rare metals, rare earth elements.

Майорский габбро-гранит-лейкогранитовый комплекс (, , 1 , , 1 , 1 D_{2m}) Горного Алтая объединяет небольшие гипабиссальные массивы, развитые в пределах Чарышского блока Чарышско-Чуйской структурно-фациальной зоны (петротипический Майорский, Чесноковский массивы) и Коргонского наложенного прогиба рифтогенного типа (Коргонский, Еловский, Щербнюхинский, Сергеевский массивы). Значительно распространены гранитоиды майорского комплекса и в других районах: верховья р.Ночная, по рекам Абай, Коксе, Банная и др. Актуальность изучения массивов этого комплекса определяется несколькими факторами: в его состав включены совершенно разнородные гранитоиды, образующиеся в различных геодинамических обстановках и петрологических режимах магмогенерации, что не содействует их объективной минерогенической оценке; щелочные гранитоиды майорского комплекса знаменуют специфическую геодинамическую обстановку формирования и ассоциирующего с ним оруденения; некоторые геологи предполагают, что майорские гранитоиды являются гипабиссальными комагматами соответствующим эффузивам коргонского комплекса (D₁₋₂). Следует отметить, что со-

поставление различных массивов и объединение их в комплексы при создании Серийной Легенды проводилось на петрохимической основе с использованием лишь силикатных анализов. С появлением высокоточных методов анализа вещественного состава магматических и рудных образований и в первую очередь ICP-MS и ICP-AES открылись новые возможности для более объективной характеристики магматических комплексов и петротипических массивов. Автором получены новые данные, позволяющие уточнить некоторые традиционные петрологические представления на изучаемые гранитоиды, их геодинамическую принадлежность. Наиболее корректно это можно сделать на примере петротипического Майорского массива при наличии хорошего аналитического материала.

Для майорского комплекса серийной легендой и схемой корреляции [9] выделяются четыре фазы внедрения: 1) роговообманковые габбро, габбро-нориты и габбродиориты (3%); 2) кварцевые диориты, гранодиориты амфибол-биотитовые; 3) биотит-амфиболовые граниты, субщелочные и рибекитовые граниты (20%); 4) субщелочные лейкограниты, лейкограниты и (условно) плагиолейкограниты (77%),

иногда порфировидные, микропегматитовые. Включение в состав майорского комплекса плагиогранитов «инского» типа по мнению автора не обосновано.

В Майорском ареале помимо одноименного массива закартированы еще Чалинский, Вагинский и др. С.П.Шокальский [8] к майорскому комплексу относил также и Усть-Тултинский массив.

Петротипический *Майорский* массив (150 км²) сложен двумя фазами внедрения: 1-я — биотит-амфиболовыми меланогранитами, рибекитовыми, эгирин-рибекитовыми гранитами и 2-я — лейкогранитами, микропегматитовыми лейкогранитами. Массив представляет собой штокообразное дискордантное тело площадью около 150 км², прорывающее отложения силура. Контакты с вмещающими отложениями неровные, извилистые. Известняки и известковистые алевролиты ороговикованы в экзоконтактной полосе на ширину 300—350 м, отмечается развитие рудных (магнетит) гранат-везувиан-пироксеновых и эпидот-амфиболовых скарнов с флюоритом, халькопиритом. Преобладают обычно катаклазированные неравнозернистые миароловые граниты, дающие постепенные переходы к субщелочным, рибекитовым и эгирин-рибекитовым разностям на юге интрузива в краевых и купольных частях, осложняющих западную часть массива.

Меланограниты и граниты 1-й фазы внедрения состоят из: грубопертитового щелочного полевого шпата 45%, кварца 33%, плагиоклаза № 0—16 (15%), высокожелезистого (*f* 64—96), низкоглиноземистого биотита 15%, амфибола ряда катафорит-рибекитозаннит 5—8%, пироксена (салит, титанавгит, эгирин-авгит) 5%. Биотит гранитоидов первой фазы характеризуется повышенной железистостью (*f* 65,1), невысокой глиноземистостью (*l* 32,2), низкими зна-

чениями алюминия в октаэдрической координации (Al_{VI} 0,18). Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, цирконом, флюоритом, ортитом, колумбитом, сфеном, чевкинитом, фергусонитом, бастнезитом, касситеритом [8]. Структура графическая, микропегматитовая. Породы характеризуются повышенной щелочностью ($Na_2O + K_2O$ 7,73—8,13), агаитностью (K_{AG} 0,89), железистостью (*f* 86), низкой анортитовостью (от 0,6), умеренной глиноземистостью (коэффициент Шенда 1,05). Содержание редких элементов высокое, типичное для анорогенных А-типов гранитов (в г/т): Zr 280—269, Nb 24—28, Y 37—33, Sr 376—150, Rb 90—130. FeO/MgO составляет 6,03—7,34 и низкие концентрации CaO 1,37—0,73 также характерны для А-типа гранитов. Nb/Ta в меланогранитах самое низкое из всех пород Майорского массива и равно 5,85. Степень дифференцированности редкоземельных элементов (РЗЭ) невысокая (La/Yb_N 3,75). Отмечается заметная позитивная аномалия по церию.

Рибекитовые граниты розовато- и желтовато-серой окраски. В их составе преобладает призматический полевой шпат (50—60%), в значительном количестве (до 30—35%) отмечается кварц. Характерным темноватым минералом является амфибол, равномерно распределенный в породе с редкими гломеропорфировыми скоплениями. Его содержания изменяются от 5 до 10% при среднем значении 6—8%. Спорадически отмечаются астрофиллит, эгирин. Характерна гипидиоморфнозернистая структура, местами переходящая в аллотриоморфнозернистую. Амфибол представлен крупными (до 0,5—1 см) удлиненно-призматическими кристаллами почти черного цвета с буровато-синим оттенком. Пересчет на структурную формулу химического состава амфибола

1. Представительные анализы некоторых минералов гранитоидов Майорского и Усть-Тултинского массивов (в %)

Компоненты	Майорский						Усть-Тулатинский		
	Эгирин	Амфиболы		Биотиты гранитоидов 1-й фазы внедрения		Биотит лейкогранитов 2-й фазы внедрения	Полевой шпат	Биотит гранитов 1-й фазы внедрения	Биотит лейкогранитов 2-й фазы внедрения
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50,33	48,12	48,87	38,40	35,54	39,26	64,92	39,14	40,34
TiO ₂	1,49	1,45	1,28	3,68	3,51	3,27	0,04	3,48	0,99
Al ₂ O ₃	0,29	1,66	1,51	14,35	15,05	16,32	19,86	16,25	18,86
Fe ₂ O ₃	31,63	13,63	16,27	4,75	8,19	4,58	0,40	5,20	5,11
FeO	1,22	23,45	21,12	16,72	12,21	15,87	—	13,45	13,24
MgO	0,18	0,10	0,11	7,80	8,79	5,27	—	6,26	3,9
MnO	0,27	1,43	1,07	0,52	0,69	0,51	—	0,52	0,38
CaO	0,46	3,23	2,37	0,82	2,68	0,54	0,46	1,24	0,60

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Na ₂ O	13,52	3,68	4,12	0,46	0,45	0,35	6,62	0,83	0,22
K ₂ O	0,12	2,09	2,21	7,69	8,89	8,11	7,27	8,13	8,37
H ₂ O	—	1,16	0,90	3,70	2,34	3,21	0,25	3,66	4,00
F	0,12	0,06	0,33	0,85	0,86	1,96	0,19	1,05	2,91
Сумма	99,63	100,06	100,16	99,74	99,20	99,25	100,01	99,21	98,92

2. Представительные анализы пород Майорского и Усть-Тулатинского массивов

Оксиды (массовые доли, %), элементы (г/т)	Майорский				Усть-Тулатинский
	Меланограниты 1-й фазы внедрения	Биотитовые граниты 1-й фазы внедрения	Рибекитовые граниты 1-й фазы внедрения	Лейкограниты 2-й фазы внедрения	Лейкограниты 2-й фазы внедрения
1	2	3	4	5	6
SiO ₂	71,78	74,49	73,95	75,86	76,45
TiO ₂	0,33	0,22	0,24	0,18	0,09
Al ₂ O ₃	13,87	12,95	12,14	12,05	12,26
Fe ₂ O ₃	0,73	0,89	1,88	1,07	0,61
FeO	2,43	1,46	1,71	1,21	1,52
MnO	0,08	0,06	0,10	0,08	0,03
MgO	0,55	0,33	0,21	0,18	0,25
CaO	1,37	0,75	0,51	0,49	0,72
Na ₂ O	3,42	3,34	3,82	3,36	4,31
K ₂ O	4,31	4,79	4,29	4,72	3,52
P ₂ O ₅	0,24	0,08	0,05	0,17	0,04
Zr	280	269	540	350	284
Be	1,9	2,5	2,6	2,8	5,5
Y	37	33	88	29	84
Nb	24	28	34	24,5	97
Ga	17,4	17,6	12,9	16,4	28
Rb	90	130	175	190	244
Li	10,7	15,8	21,4	45,3	58,6
Ba	750	500	420	150	25,5
Sr	376	150	148	170	16,7
Ta	4,1	2,6	1,7	2,7	3,4
B	8,5	14	16,3	18,5	22,7
V	12,6	2,5	1,8	2,3	3,3
Cu	19,2	13,1	10,4	8,1	21,4
Mo	2,1	1,2	0,9	1,1	2,3
Sn	6,2	6,3	7,1	8,2	10,3
Zn	46,4	50	58,4	85,3	43,3

1	2	3	4	5	6
Pb	41,1	13,4	16,5	24,3	34,2
La	9,1	8,8	8,7	9,8	5,2
Ce	47,4	48,4	50,2	31,2	11,5
Pr	7,2	7,1	5,5	5,2	9,2
Nd	20,3	20,1	19,8	24,1	4,5
Sm	4,5	4,4	4,3	7,5	1,0
Eu	1,4	1,3	1,3	0,7	0,5
Gd	6,1	5,8	5,2	8,4	0,85
Tb	0,9	1,0	1,2	1,1	0,20
Dy	2,9	2,8	2,7	6,3	0,91
Ho	0,5	0,44	0,4	1,2	0,20
Er	1,5	1,4	1,8	3,2	0,71
Tm	0,20	0,19	0,5	0,6	0,15
Yb	1,6	1,5	1,3	2,4	1,5
Lu	0,3	0,29	0,3	0,5	0,17
Eu/Eu*	0,059	0,057	0,06	0,02	0,12
La/Yb _N	3,75	3,87	4,45	2,7	2,29
Nb/Ta	5,85	10,8	20,0	9,1	28,5

Примечание. Нормализация некоторых редкоземельных элементов проведена относительно концентраций в хондрите по работе [10]; Eu* (Sm_N Gd_N)/2; анализы на редкоземельные элементы выполнены методом ICP-ms в лаборатории ГЕОХИ СО РАН (г.Иркутск).

(табл. 1) показал, что по величине катионной группы (X 2,11—2,15) он близок к рибекиту (для рибекита X 2, а для арфведсонита X 3). Кроме того, близость к рибекиту устанавливается и по отсутствию алюминия в октаэдрической координации (Al_{VI}). Микропертитовый полевой шпат образует в гранитах призматические кристаллы. По химизму полевой шпат характеризуется почти равными количествами натрия и калия при некотором преобладании калия (табл. 2). Дифрактометрия полевых шпатов позволяет отнести их к варьирующему ряду от Ab₄₅Or₅₅ до Ab₆₀Or₄₀. При этом в микропертитовых кристаллах отмечается несколько более высокая доля альбитовой фазы. В качестве аксессуаров в рибекитовых гранитах присутствуют ильменит до 1600 г/т, пирит, халькопирит, флюорит, монацит, циркон (бурый и бесцветный), эпидот, гранат, сфен, фергусонит, пироксеноид. Резкое преобладание ильменита и отсутствие магнетита и гематита в рибекитовых гранитах указывает на более восстановительные условия их кристаллизации. По этому параметру рибекитовые граниты можно отнести к ильменитовой серии по С.Ишихара [15, 16]. Характерная петрохимическая особенность рибекитовых гранитов — незначительное обо-

гащение алюминием, повышенное FeO/MgO (19) и не пересыщенность щелочами (петрохимический показатель «с» А.Н.Заварицкого положителен), сумма щелочей составляет 8,11 при преобладании калия (см. табл. 2). В рибекитовых гранитах максимальные содержания из всех пород массива (в г/т): циркония 540, иттрия 88, лантана 69, ниобия 34, галлия 22,1. Для рибекитовых гранитов установлена наиболее высокая дифференциация редкоземельных элементов (La/Yb_N 4,45). В них же и наиболее высокое отношение ниобия к танталу (20), что свойственно ювенильным щелочным породам [2]. На диаграмме в спектре распределения редкоземельных элементов наблюдается слабый правосторонний наклон кривой с едва заметной негативной аномалией по европию и позитивной по церию (рис. 1).

В Усть-Тултинском массиве отсутствуют граниты со щелочными амфиболами и пироксенами (рибекит, эгирин). Петрогеохимические параметры лейкогранитов этого массива контрастно отличаются от таковых Майорского (рис. 2, таблицы 2—4).

В экзоконтактах рибекитовых гранитов установлены жилородоподобные образования послемагматических рихтерит-эгирин-альбитовых и эгириновых метасо-

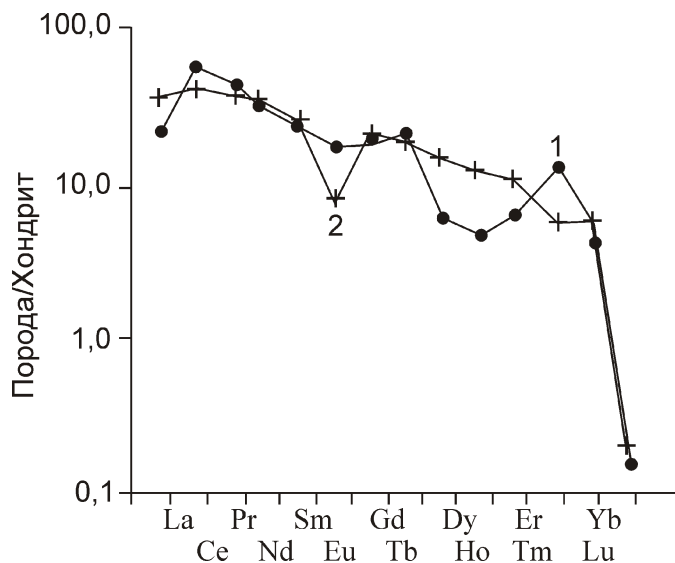


Рис. 1. Спектры распределения редкоземельных элементов в рибекитовых гранитах и лейкогранитах Майорского массива:

1 — рибекитовые граниты 1-й и 2 — лейкограниты 2-й фаз внедрения; концентрации редкоземельных элементов нормированы по хондриту [10]

матитов с редкометалльной минерализацией. В южном экзоконтакте меланогранитов 1 фазы Майорского массива образовались магнетитовые везувиан-гра-

нат-пироксеновые скарны с повышенными концентрациями редкоземельных элементов. В Солонешенском рудном районе в ассоциации с Елиновским и Аскатинским массивами, относящимися также к майорскому комплексу, проявлены урановое, редкометалльное (Ta-Nb) и флюорит-редкоземельное оруденения.

Лейкократовые гранитоиды, относимые ко второй фазе внедрения, как правило, слагают самостоятельные трещинные массивы, реже отдельные неправильной формы тела, куполовидные поднятия среди ранних фаз внедрения. Роговообманково-биотитовые субщелочные лейкограниты с переходом к лейкогранитам и гранитам представляют собой розовые средне-, реже крупнозернистые роговообманково-биотитовые порфировидные породы с гранитовой и микрографической структурами. Характерно обилие миароловых пустот, мечевидный облик биотита. В миароловых пустотах изредка отмечаются флюорит, шеелит, пирит, халькопирит. В сравнении с гранитоидами предыдущей фазы породы слегка обеднены щелочами и не содержат щелочных амфиболов. В них более высокие содержания калия (см. табл. 2). Они отличаются минимальными содержаниями кальция, галлия, ниобия, бария, меди и максимальными — лития, бора, олова, цинка. Биотит лейкогранитов характеризуется высокой железистостью (до 72,4) и метаалюминиевым составом (Al_2O_3 до 16,32%). При этом алюминий в октаэдрической координации в структуре биотита имеет высокий уровень

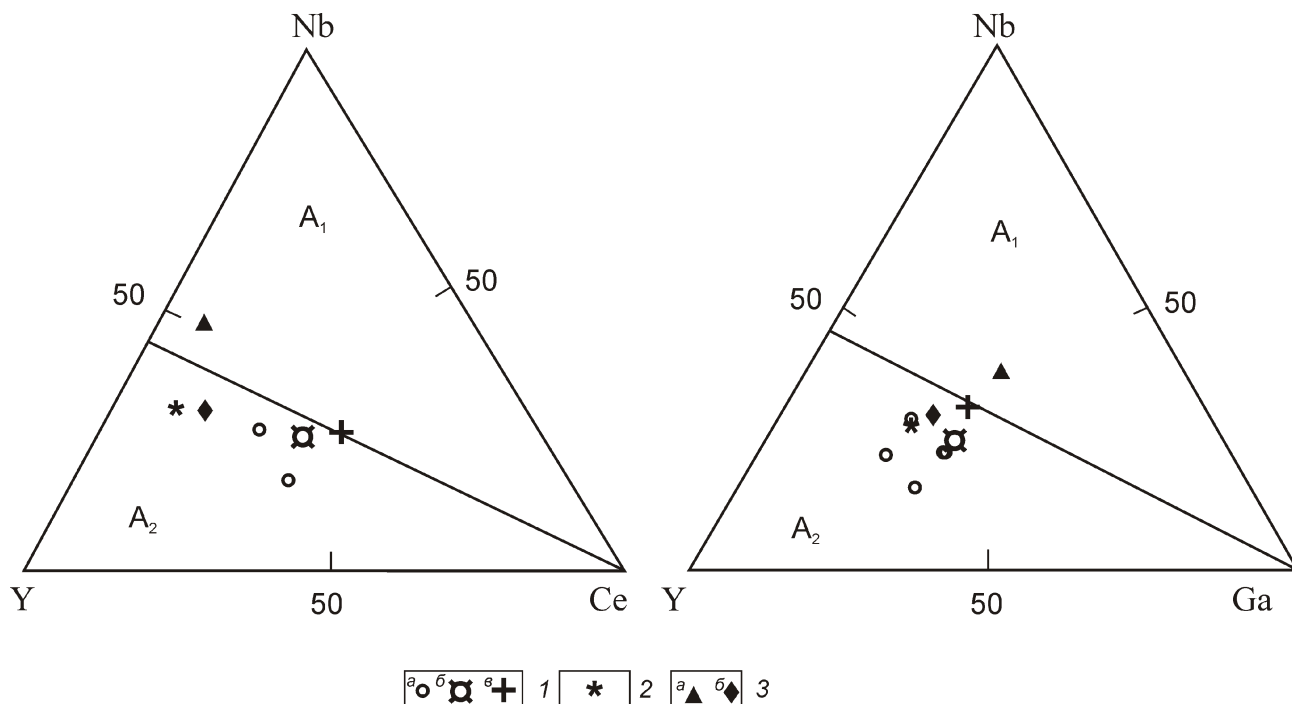


Рис. 2. Диаграммы Y-Nb-Ce и Y-Nb-Ga для гранитоидов майорского ареала, по работе [12]:

поля анорогенных гранитоидов: A₁-типа мантийных горячих точек и плюмов, A₂-типа постколлизийных обстановок; Майорский массив, 1 — граниты 1-й фазы внедрения: а — щелочные рибекитовые, б — амфибол-биотитовые, в — биотитовые; 2 — лейкограниты 2-й фазы внедрения; 3 — лейкограниты массивов: а — Усть-Тулатинский, б — Чалинский

3. Некоторые параметры флюидного режима и структурных позиций параметров биотитов гранитоидов Майорского и Усть-Тултинского массивов

Параметры флюидного режима	Майорский		Усть-Тултинский	
	Граниты 1-й фазы внедрения	Лейкограниты 2-й фазы внедрения	Граниты 1-й фазы внедрения	Лейкограниты 2-й фазы внедрения
$T, ^\circ\text{C}$	630	610	600	550
$\lg f_{\text{O}_2}$	10,1	10,2	7,9	11,1
$f_{\text{H}_2\text{O}}$	475	500	595	510
$p_{\text{H}_2\text{O}}$	610	590	620	600
p_{CO_2}	790	610	980	600
$\lg f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}}$	1,2	0,51	1,0	0,22
$(p_{\text{CO}_2} p_{\text{H}_2\text{O}})/p_{\text{H}_2\text{O}}$	2,29	2,03	2,58	2,0
M_{HF}	0,017	0,012	0,096	0,12
$K_{\text{вос}}$	0,29	0,28	0,18	0,18
Y_b	193,7	193,4	193,8	195,0
f_b	65,1	72,4	67,9	82,0
I_b	32,2	36,7	36,2	41,1
Al_{IV}	1,78	1,75	1,80	1,82
Al_{VI}	0,18	0,46	0,36	0,58

Примечание. $T, ^\circ\text{C}$ — температура кристаллизации в градусах; $\lg f_{\text{O}_2}$ — логарифм фугитивности кислорода; $f_{\text{H}_2\text{O}}$ — фугитивность воды; $p_{\text{H}_2\text{O}}, p_{\text{CO}_2}$ — парциальные давления воды и углекислоты, соответственно; $\lg f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}}$ — отношение фугитивностей плавиковой и соляной кислот во флюидах; $(p_{\text{CO}_2} p_{\text{H}_2\text{O}})/p_{\text{H}_2\text{O}}$ — отношение суммы парциальных давлений углекислоты и воды к парциальному давлению воды; $K_{\text{вос}}$ — коэффициент восстановления флюидов; f_b — железистость биотита; I_b — глиноземистость биотита; Y_b — условный потенциал ионизации биотита; Al_{IV} — алюминий в тетраэдрической позиции в структуре биотита; Al_{VI} — алюминий в октаэдрической позиции в структуре биотита; M_{HF} — концентрации плавиковой кислоты во флюиде (моль/дм³) по работе [1]; фугитивности и давления даны в барах.

4. Отношения элементов и величины тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ

Отношения элементов и тетрадный эффект	Рибекитовые граниты Майорского массива	Лейкограниты Майорского массива	Лейкограниты Усть-Тултинского массива	Хондриты
Y/Ho	220	24,1	420	24,6
Eu/Eu*	0,06	0,02	0,12	0,27
Sr/Eu	113,8	242,8	33,4	83,4
La/Lu	29,0	19,6	30,5	9,55
$\text{TE}_{1,3}$	0,42	0,16	1,45	—

Примечание. $\text{TE}_{1,3}$ — тетрадный эффект по В.Ирбер [14]; $\text{Eu}^* = (\text{Sm}_N - \text{Gd}_N)/2$.

(Al_{VI} 0,46); он отличается более высокой глиноземистостью (I 36,7), чем биотиты первой фазы внедрения. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, магнетитом, цирконом, фергюсонитом, редко флюоритом, шеелитом, турмалином, пиритом. Структура гипидиоморфнозернистая, микрографическая. Петрохимическая особенность лейкогранитов — самое низкое содержание оксида кальция и более высокое со-

отношение калия к натрию в группе щелочей. FeO/MgO в лейкогранитах составляет 12 и наряду с другими петро-геохимическими параметрами указывает на принадлежность к аноргенным гранитам А-типа. В лейкогранитах наблюдается наиболее низкая дифференциация редкоземельных элементов (La/Yb_N 2,7) среди пород Майорского массива (см. табл. 2). Кривая распределения спектра РЗЭ (см. рис.1) имеет слабый

правосторонний наклон с резкой негативной аномалией лютеция и несколько меньшей европия (см. рис. 1).

Составы некоторых минералов гранитоидов Майорского и Усть-Тулатинского массивов представлены в табл. 1.

Среднедевонский возраст комплекса определен серийной легендой по изотопной датировке (381 ± 4 млн. лет), полученной U/Pb-методом по циркону [3]. Гранитоиды прорывают покровные, субвулканические и экструзивные фации коргонского комплекса (D_{1-2}), и в то же время, продукты перемыва плагиогранитов «инского типа» отмечаются в гальке конгломератов из верхней части коргонской свиты [7].

На диаграммах Y-Nb-Ce и Y-Nb-Ga (см. рис. 2) гранитоиды Майорского массива попадают в поле A_2 -типа, формирующихся в постколлизииных обстановках, спровоцированных плюмтекtonикой [12]. В то же время лейкограниты Усть-Тулатинского массива относятся на основании соотношений указанных элементов к A_1 -типу, геодинамическая обстановка формирования которых характерна для мантийных горячих точек. По составу биотитов все разновидности гранитоидов Майорского массива также отнесены к A_2 -типу [5].

Для пород Майорского и Усть-Тулатинского массивов рассчитаны некоторые параметры флюидного режима, отраженные в табл. 3. Температуры кристал-

лизации пород в массивах различные. Меньшими значениями отличались граниты и лейкограниты Усть-Тулатинского массива. В них значительно выше концентрации плавиковой кислоты во флюидах, что не могло не сказаться на более высокой рудоносности Усть-Тулатинского массива. По мере снижения температур кристаллизации пород от ранней фазы кристаллизации к поздней менялась кислотно-основная характеристика флюидов, в заключительных дериватах она была намного кислотней (параметр Y_b), а биотит становился более железистым и глиноземистым, с относительно большей долей алюминия в октаэдрической координации (см. табл. 3).

Обсуждение результатов и выводы. Гранитоиды Майорского массива на первых этапах становления диагностируются типичными аргайтовыми гранитами со щелочными амфиболами и пироксенами. Рибекитовые граниты с пертитовым щелочным полевым шпатом являются гиперсольвусными моношпатовыми гранитами, а в заключительных фазах, представленных существенно лейкогранитами слабо умеренно-щелочными, не содержат щелочных темноцветных минералов. В ходе эволюции магматизма химизм пород менялся существенно, что, вероятно, связано с процессами фракционирования минералов в глубинном очаге. Для проверки последнего тезиса построены диаграммы, позволяющие наглядно представить ход процесса кристаллизационной дифференциации путем фракциони-

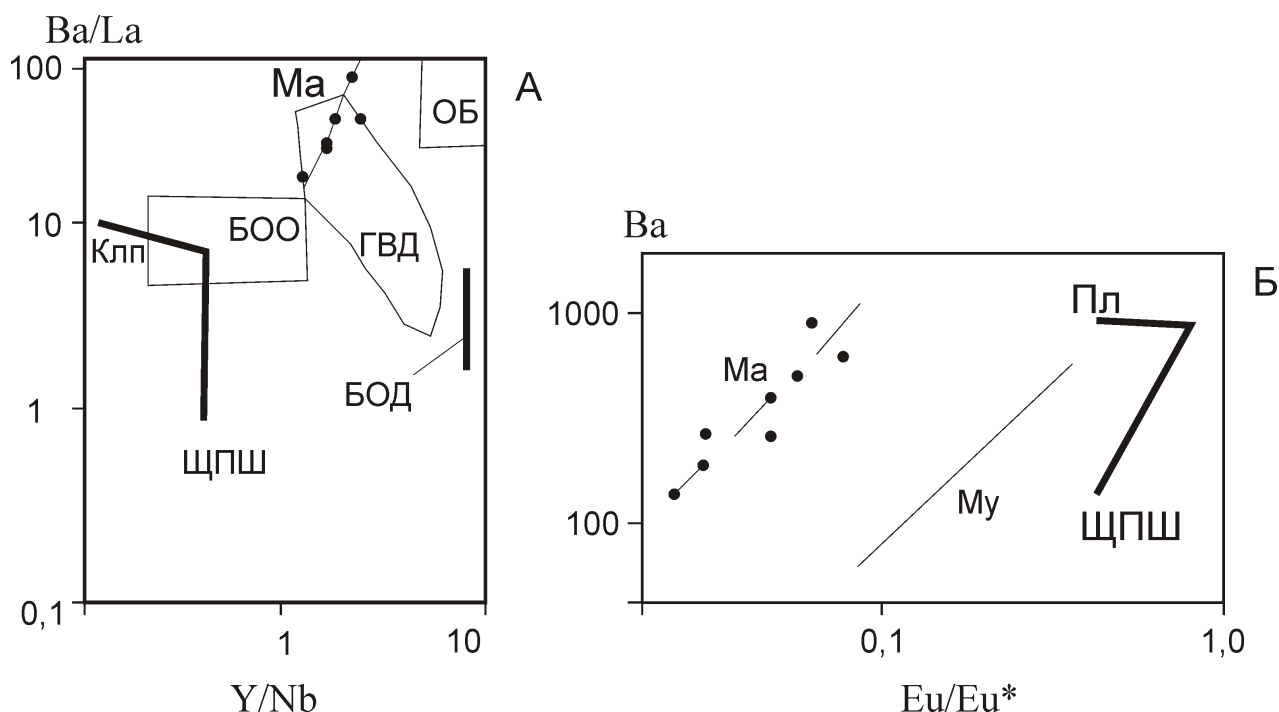


Рис. 3. Тренды фракционирования минералов в расплавах для майорских гранитоидов:

А — в координатах Ba/La-Y/Nb; Б — в координатах Ba-Eu/Eu*, по работе [12]; тренды фракционирования приведены согласно коэффициентам разделения в расплавах, по работе [13]: Клп — клинопироксена, ЩПШ — щелочного полевого шпата, Пл — плагиоклаза; поля составов: ОБ — островодужные базальты, ГВД — гранитоиды вулканических дуг, базальты: БОО — океанических островов, БОД — океанического дна; тренды фракционирования гранитоидов: Му — анорогенных комплекса Мумбула (Австралия), Ма — Майорского массива

рования (рис. 3). На указанных диаграммах прослеживаются тренды фракционирования минералов при ведущей роли щелочного полевого шпата. При этом характер тренда фракционирования минералов и элементов пород Майорского массива почти параллелен тренду щелочного полевого шпата и тренду фракционирования, отмеченному в аналогичных рибекитовых гранитах комплекса Мумбула (Австралия) позднедевонского возраста [11, 12].

Как уже отмечено автором, в породах Майорского массива выявлен флюорит, а сами породы и минералы содержат повышенные концентрации фтора (см. таблицы 1, 3). Иногда повышенная фтороносность в продвинутых по линии дифференциации лейкогранитах сопровождается тетрадным эффектом фракционирования РЗЭ, как это имеет место для пород Белокурихинского массива [4]. Данные для расчетов величины тетрадного эффекта для лейкогранитов Майорского и Усть-Тултинского массивов приведены в таблицах 2 и 4.

Анализ табл. 4 показывает, что в гранитоидах Майорского массива проявлен W-тип тетрадного эффекта фракционирования ($TE_{1,3} = 0,9$), а в лейкогранитах Усть-Тултинского массива — M-тип тетрадного эффекта ($TE_{1,3} = 1,1$). Вероятно, W-тип тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ в гранитоидах Майорского массива связан с высокой ролью водных флюидов в процессе фракционирования и контаминации корового материала, а при этих же процессах при становлении лейкогранитов Усть-Тултинского массива доминантную роль играли фторидные комплексы.

На основе приведенных данных можно сделать вывод о том, что гранитоиды Усть-Тултинского массива не могут рассматриваться в составе майорского комплекса. Это граниты другого типа, знаменующие своим становлением функционирование глубинных очагов, вызванных процессами плюмтектоники. Они отличаются многими петрогеохимическими параметрами и несут отличный тип оруденения от майорских гранитоидов: существенно молибден-вольфрамовое. В то время как парагенетически с майорскими гранитами, относящимися к постколлизийной геодинамической обстановке формирования, ассоциируют железорудные, щелочные метасоматиты с урановым и редкометалльно-редкоземельным оруденением.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксюк А.М. Экспериментально обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // Петрология. 2002. Т. 10. № 6. С. 630—644.
2. Бородин Л.С., Осокин Е.Д., Блюм И.А. О закономерностях распределения ниобия и величине Nb-Ta отношения в массивах щелочных пород // Геохимия. 1972. № 1. С. 64—75.
3. Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Главные рубежи гранитоидного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1157—1178.
4. Гусев А.И., Дзгоева Е.А., Табакаева Е.М. Геология, петрология и рудоносность Белокурихинского плутона Горного Алтая // Отечественная геология. 2008. № 4. С. 25—33.
5. Гусев А.И. Классификация гранитоидов на основе составов биотитов // Успехи современного естествознания. 2010. № 4. С. 57—59.
6. Нечаева И.В. Щелочно-гранитный магматизм и его формации. —М.: Наука, 1976.
7. Попов В.Е. Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. —Л.: Недра, 1967.
8. Шокальский С.П. Петрогеохимическая типизация гранитоидов Северо-Западного Алтая / Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. —Новосибирск, 1990.
9. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. —Новосибирск, 2000.
10. Anders E., Greevesse N. Abundances of the elements: meteoric and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. Vol. 53. Pp. 197—214.
11. Eby G.N. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos. 1990. Vol. 26. Pp. 115—134.
12. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. Vol. 20. Pp. 641—644.
13. Henderson P. Inorganic Geochemistry. —Pergamon, Oxford, 1982.
14. Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. Vol. 63. № 3/4. Pp. 489—508.
15. Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // Min. Geol. Tokyo, 1977. Vol. 27. Pp. 293—305.
16. Ishihara S. The granitoid series and mineralization // Econom. Geology. 1981. 75 the Anniversary Volume. Pp. 458—484.

Пирокластические пизолиты трапповой формации северо-западной Волыни (Луковско-Ратновская горстовая зона)

Н.В.НЕСТЕРОВИЧ (Институт геологии и геохимии горючих ископаемых (ИГГГИ) НАН Украины; 79060, Украина, г.Львов, ул.Наукова, 3а), Я.А.КОСОВСКИЙ (Ковельская ГП ДП «Украинская геологическая компания»; 45000, Украина, г.Ковель, ул.Шевченко, 115), И.М.НАУМКО (Институт геологии и геохимии горючих ископаемых (ИГГГИ) НАН Украины; 79060, Украина, г.Львов, ул.Наукова, 3а), Ю.И.ФЕДОРИШИН (Львовское отделение Украинского государственного геологоразведочного института (ЛЮ УкрГГРИ); 79038, Украина, г.Львов, ул.Пасичная, 8а)

Впервые описаны пирокластические пизолиты (пизолиты) — аккреционные лапилли трапповой формации северо-западной Волыни (Украина), приуроченные к двум туфовым пачкам бабинской свиты волынской серии нижнего венда. Приведены данные о размещении пизолитовмещающих уровней и обобщенная характеристика пизолитов. При микроскопических исследованиях отмечено многослойное концентрически-зональное строение пизолитов с преимущественно гомогенным ядром. Установлен их минеральный состав — это цеолиты (анальцим, ломонтит, мезолит), гётит и монтмориллонит. Анализ распространения исследуемых пизолитов позволил установить, что они являются наиболее древними среди аналогичных образований на территории Украины, имеют важное генетическое значение в качестве своеобразных реперов в разрезе трапповой формации и указывают на большое количество паров воды, которые выбрасываются при вулканическом извержении.

Ключевые слова: пирокластические пизолиты (пизолиты), аккреционные лапилли, пепловый град, бабинская свита, трапповая формация, северо-западная Волынь, Украина.

Нестерович Наталья Владимировна, natalja2302@mail.ru

Косовский Ярослав Алексеевич, okosovska@gmail.com

Наумко Игорь Михайлович, naumko@ukr.net, igggk@mail.lviv.ua

Федоришин Юрий Иванович, geologist@bigmir.net

Pyroclastic pisolithes of the trappean formation in the North-Western Volyn (Lukiv-Ratno horst zone)

N.V.NESTEROVYCH, YA.A.KOSOVSKYI, I.M.NAUMKO, YU.I.FEDORYSHYN

Pyroclastic pisolithes (pisolithes) — accretionary lapilli from the trappean formation of north-western Volyn (Ukraine), confined to two units of tuff of the Babin suite of Volyn Series of Lower Wendian were described for the first time. The data on the location of pisolith-containing levels and generalized description of pisolithes are given. Microscopic studies have shown the multilayered concentric-zonal structure of pisolithes with predominantly homogeneous core. Their mineral composition was established — it is zeolites (analcime, laumontite, mesolite), goethite and montmorillonite. Analysis of the distribution of pisolithes has allowed to reveal that they are the most ancient among the similar formations in the territory of the Ukraine, have an important genetic significance as a sort of frames in the context of trappean formation and point out the large amount of water vapor (steam) that are released during a volcanic eruption.

Key words: pyroclastic pisolithes (pisolithes), accretionary lapilli, ash hail, Babin suite, trappean formation, North-Western Volyn, Ukraine.

Интенсификация исследований, направленных на выявление промышленно значимых концентраций самородной меди, сосредоточенных в вулканиках Волино-Подольской трапповой формации, привела к появлению нового фактического материала по ее строению, химизму и минералого-петрографическим особенностям. Это в полной мере относится и к эксплозивной (пирокластическая) фации траппов, которая по сравнению с эффузивными и интрузивными представителями формации, все еще остается наименее изученной.

Одним из результатов изучения пирокластических пород, относящихся по действующей стратиграфи-

ческой схеме докембрийских образований к бабинской свите волынской серии нижнего венда [12], является обнаружение в составе базальтовых туфов своеобразных выделений, которые со времени самого раннего упоминания (Scrope, 1829) получили название «пизолиты» (от латинского «*pisum*» — горох) — крупные (2 мм) оолиты, обычно известковистые, реже состоящие из оксидов Mn или гидрогётита [3].

Информация об аналогичных образованиях в пределах Украины крайне ограничена. О наличии пизолитов среди плиоценовых псаммитовых туффицитов липарит-дацитового состава Закарпатья упоминается в

работе [10]. Присутствие пизолитов (продукты вулканического происхождения — пизолиты или «снежные комки») установлено в продуктах вулканизма палеогенового возраста Зеленогайской структуры Украинского щита [17].

До наших исследований пирокластические пизолиты в трапповой формации Волыно-Подоллии практически не изучались. Впервые здесь они наблюдались в разрезе вулканитов, вскрытом скважиной 11-БМ на южной окраине поселка городского типа Ратно Волинской области во время проведения поисково-ревизионных работ на медь А.Е.Бирюлевым (1965). О пизолитах в туфах трапповой формации упоминается в работе [13], однако их подробно не изучали.

Неравномерность изученности территории распространения волинских траппов, пространственная разобщенность скважинных сечений, стопроцентная «закрытость» площади под мощным чехлом перекрывающих (верхний венд — четвертичная система) отложений при почти полном отсутствии репрезентативных отложений туфовой толщи, незначительные мощности слоев пизолитов, невыраженность их уровней в каротажных материалах — все это не способствовало получению целостной картины закономерностей формирования, локализации и условий хранения этих интереснейших во многих отношениях образований. Ситуация изменилась, когда реализация поисковых работ на медь, осуществляемых в течение последних 20 лет подразделениями государственного регионального геологического предприятия «Північгеологія» (в настоящее время дочернее предприятие «Українська геологічна компанія»), привела, с одной стороны, к значительному росту плотности буровой сети в относительно лока-

лизованных перспективных участках, а с другой, существенно повысила требования к изучению кернового материала. В частности, методикой исследований было предусмотрено проведение документации и испытания керна после обязательной распиловки пополам (вдоль) всего объема траппового разреза. Таким образом, в плоскости распила максимально увеличивается не только отражательная способность рудных минералов, но и четко фиксируются их распределение и структурно-текстурные особенности вмещающих пород (слоистость, флюиальность, характер выполнения минералов и др.). Это в полной мере касается и пизолитов, которые на неровной, временами выветрелой поверхности керна визуальны и даже под биноклем очень часто не отличались.

Пирокластические пизолиты (в дальнейшем сокращенно пизолиты), составляющие объект исследований авторов данной публикации, выявлены (на начало 2012 г.) в 30 разрезах трапповой толщи, вскрытой скважинами в Ратновском районе Волинской области, на левобережье р.Припять. В структурно-тектоническом отношении они тяготеют к субширотной Луковско-Ратновской горстовой зоне в пределах Гирницкого меденосного узла, металлогенические подразделения которого (рудоносные поля и рудопроявления) пространственно окаймляют одноименный тектонический блок (рис. 1). По его периферии вулканогенные разрезы платформенного чехла вследствие домезозойских эрозионно-денудационных процессов частично, а в его апикальной части полностью размыты.

Геотектоническая позиция, геологическое строение и вопрос меденосности Луковско-Ратновской горстовой зоны достаточно полно рассмотрены в ра-

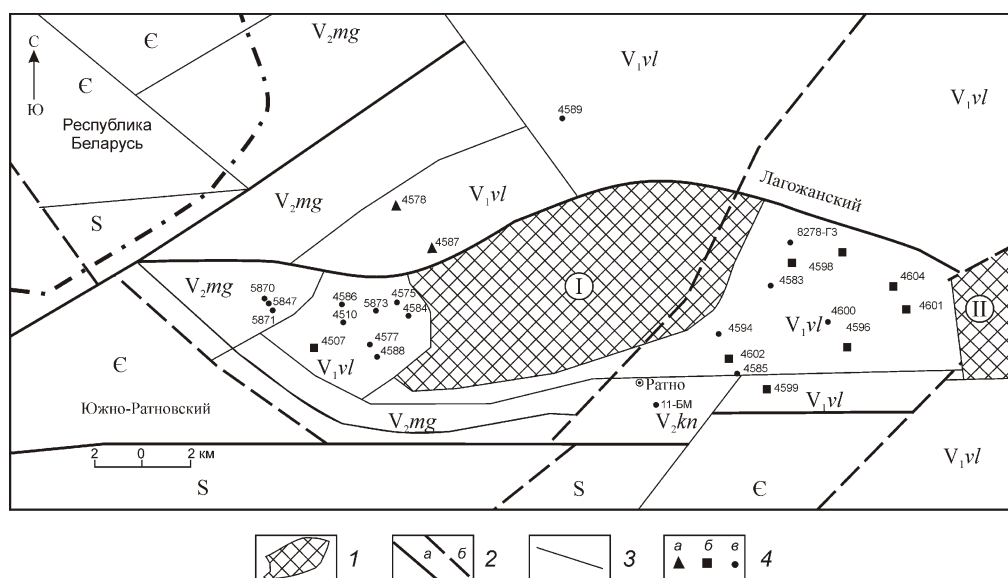


Рис. 1. Обзорная схема района исследований (домезозойская поверхность):

1 — участки полного размытия — блоки: I — Гирницкий, II — Хотешовский; 2 — главные разломы: а — субширотные, б — ортогональные; 3 — другие разрывные нарушения; 4 — скважины и их номера, вскрывшие пизолиты в горизонтах: а — 2В, б — 2В и 2А, в — 2А

ботах [4, 12, 16]. Здесь только отметим, что в районе исследований бабинская свита составлена двумя туфовыми пачками по 60—80 м каждая с несколько большей мощностью нижней, которые разделяются базальтовыми покровами средней пачки (рис. 2). Туфовые слои незначительной (до первых метров) мощности в разрезе волынской серии присутствуют также в подстилающих и перекрывающих бабинскую свиту стратонах (соответственно заболоттовская и ратновская свиты), но пизолиты обнаружены пока только в бабинской свите.

Площадь распространения пород, содержащих пизолитовые образования, без учета участков полного отсутствия трапповых пород в ядре Гирницкого блока, составляет около 100 км². Пизолиты встречены в обеих пачках бабинской свиты, причем, в верхней из них они отмечены в 11 пунктах, а в нижней (горизонт 2А) в 28. В десяти скважинах пизолиты найдены в двух горизонтах, а еще в двух случаях они присутствуют лишь в горизонте 2В.

Основные данные о размещении пизолитовмещающих уровней и обобщенная характеристика пизолитов представлены в таблице.

Анализ табличных значений свидетельствует о расположении пизолитов на разной глубине от поверхности, что, принимая во внимание в целом выровненную поверхность современного рельефа площади исследований (153,0—163,5 м над уровнем

Свита	Пачки	Лито­логия	Мо­е­нос­ный го­ри­зонт	Краткая характеристика
Бабинская V_{bb}	Верхняя туфовая		2В	Туфы разно­обломочные красноцветные
	Средняя (базальтовая)		2Б	Базальты (1-3 потоки)
	Нижняя туфовая		2А	Туфы разнообломочные красноцветные местами пестроцветные
Заболот­товская V_{zh}	Не расчлененная		1А	Базальты (3-5 потоков), изредка туфы
Горбашев­ская V_{gb}	Не расчлененная			Алевриты, песчаники, гравелиты

1 2 3 4 5 6

Рис. 2. Схематический разрез волынской серии нижне­го венда в районе исследований:

1 — пизолиты; 2 — туфы; 3 — базальты; 4 — гравелиты; 5 — песчаники; 6 — алевриты

Обобщенная характеристика пизолитовмещающих уровней и пирокластических пизолитов бабинской свиты

Краткая характеристика	Горизонты	
	2В	2А
<i>Пизолитовмещающие уровни</i>		
Абсолютная высота, м	(7,7)—(249,8)	(10,3)—(355,1)
Глубина по бурению, м	146,3—384,2	144,7—517,2
Число	1	1—2
Мощность, м	От единичных пизолитов к 2,1	От единичных пизолитов к 3,2
Расстояния, м: от кровли 2Б от подошвы 2Б	0,05—2,5 —	4,2—25,9 — уровень 1 37,2—55,0 — уровень 2
Размерность туфов	Преимущественно средне-крупнообломочные	Разнообломочные
Цвет туфов	Красно-бурые, серо-бурые, коричневые	Красно-бурые, серо-бурые, коричневые, серые, зеленовато-серые, темно-зеленые
<i>Пирокластические пизолиты</i>		
Размерность, мм	до 6	до 7
Форма	Округлая, местами овальная, приплюснутая	Округлая, местами овальная, приплюснутая по субгоризонтальной слоистости
Цвет	Красно-бурый, серо-бурый, коричневый	Преимущественно буровато-красный
Строение	Преимущественно гомогенное, часто концент­рически-зональные, изредка со светло-серым ядром; тонкообломочная масса	Преимущественно гомогенное, часто концентрически-зональное, с серовато-зеленым, серым уплотненным ядром

моря), объясняется ее тектонической разнознаковой блокировкой на фоне регионального падения в 2—3 дочетвертичной части платформенного чехла в западном и юго-западном направлениях.

В горизонте 2В пизолиты занимают довольно устойчивое гипсометрическое положение, не поднимаясь выше 2,5 м над кровлей бабинского базальтового покрова, тогда как в нижней туфовой пачке глубины от подошвы этого покрова к первому и второму пизолитовым уровням более изменчивы, составляя в среднем 13 (n 24) и 47 (n 5) м соответственно.

Туфы, содержащие пизолитовые образования, обычно прочно сцементированные, массивные или в основном с нечетко проявленной грубой, нередко слабонаклоненной слоистостью по гранулометрии, цвету обломков и цементирующей массе.

Пизолиты в породе различаются благодаря своей круглой, нередко идеально сферической форме (рис. 3), что резко контрастирует с преимущественно округло-угловатой конфигурацией обломочной составляющей туфа, которая, кроме того, характеризуется и более богатой гаммой окраски. Отдельные пизолиты сравнительно легко высвобождаются при дезинтеграции вмещающих туфов. При этом в случае скопления пизолитов, например, по напластованию образуется своеобразный ямково-холмовый микро-рельеф с гладкими поверхностями его элементов.

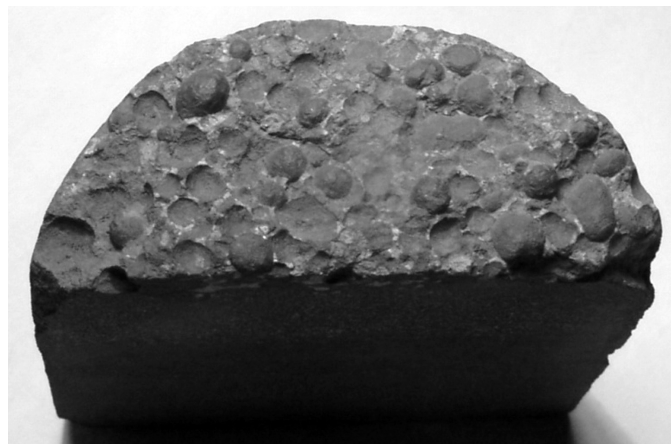


Рис. 3. Макроскопический вид пизолитовых туфов, субгоризонтальный слой туфа с пизолитами:

рудопроявление Жиричи: скв.5870, глубина отбора 517 м, горизонт 2А, диаметр керна 7 см

Содержание пизолитов практически не выходит за пределы 40—50 % объема породы, проявляясь в виде отдельных четко индивидуализированных пластов с доминирующими значениями мощностей в первые дециметры, очень часто наблюдаются единичные, спорадически рассеянные среди обломков одного размера и состава. В рамках пизолитовых уровней иногда наблюдаются немногочисленные локальные скопления пизолитов, которые в скважинных сечени-

ях могут прослеживаться на протяжении 2—3 м (см. таблицу). Следует отметить, что строение пирокластических пизолитов, их морфологические и другие особенности на всех выявленных уровнях идентичны.

При минералогических и петрографических исследованиях пизолитовых туфов Западной Волыни удалось установить их следующие отличительные характеристики.

При микроскопических исследованиях пизолитов (рис. 4), которые найдены в бурых туфах бабинской

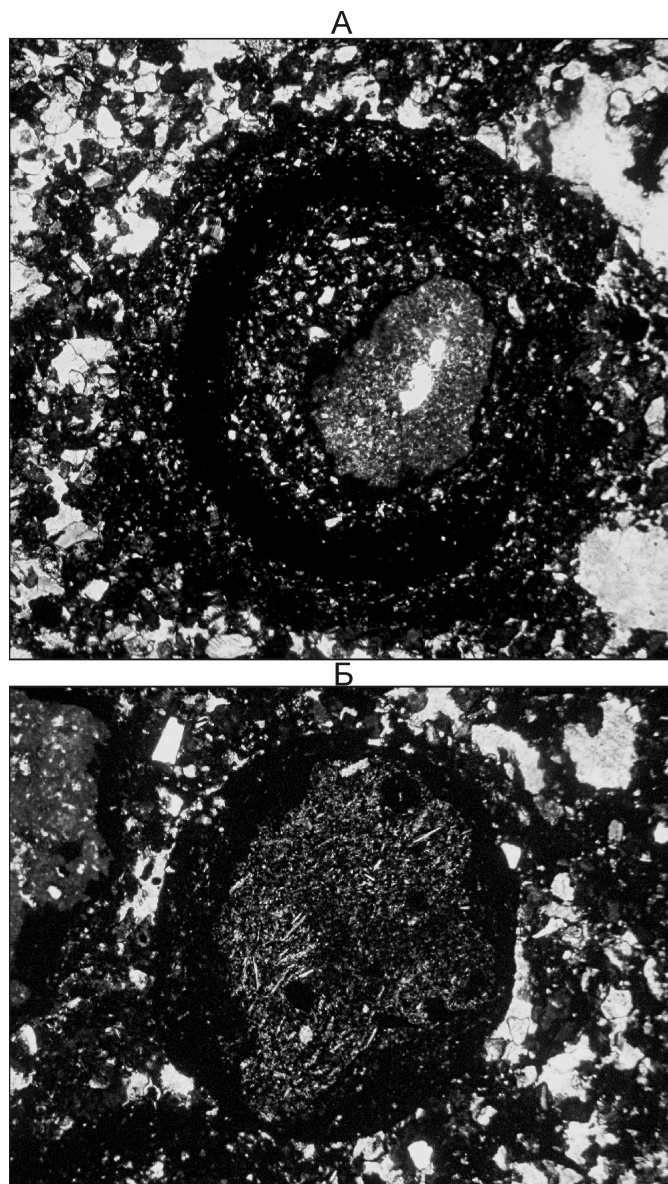


Рис. 4. Пизолиты из туфовой толщи бабинской свиты волынской серии нижнего венда:

образец 5871/1, глубина отбора 491,9 м: А — шлиф пизолита, в котором ядро составлено ошлакованным базальтом, оболочка — тремя слоями пеплового материала различной размерности; николи ; ширина поля зрения 4 мм; Б — шлиф пизолита, ядро которого составлено гиалопилитовым базальтом; николи ; ширина поля зрения 2 мм

свиты, отмечено их многослойное концентрически-зональное строение. Среди пизолитов встречаются как индивиды с однообразным строением и цветом (гомогенные), так и более сложные (гетерогенные), в которых выделяется центральная часть (ядро) и ее нередко концентрически-слоистая, зональная кайма (см. рис. 4, А). Как правило ядра светлее, несколько плотнее, иногда по визуальной оценке они представлены угловатыми обломками с афировой, гиалопилитовой или интерсертальной структурами. В некоторых «градинах» обломки базальта в центральной части отсутствуют, а ядро гомогенное. Состав его соответствует пепловому туфу с реликтовой витрокластичной структурой. Если ядро составлено обломками базальта, то оно занимает большую часть поперечного сечения «градины» (см. рис. 4, Б), а там, где ядро составлено пепловым туфом, пемзой — половину или меньше площади сечения «градины» (см. рис. 4, А).

Ядро окружено оболочкой, которая может состоять из нескольких слоев толщиной не более 0,5 мм. Переход от ядра к оболочке резкий. Четко прослеживается слоистое строение. Отмечено, что размер обломков в слоях оболочки уменьшается от ядра в направлении наружного слоя оболочки.

Матрикс по своему составу соответствует туфам. Туф в основном аповитрокластический с небольшой примесью кристаллокластов, которые хорошо сохранились и представлены псамитовыми (до 0,7 мм) обломками кристаллов плагиоклаза и пироксена. Витрокласты сильно разложены и замещены вторичными минералами: халцедоном, кварцем, хлоритом. Пизолиты цементируются псамито-алевритовым туфовым материалом. Размер пизолитов изменяется от 4,8 до 6,2 мм. Форма изометрическая или близкая к эллипсоидальной с максимальным удлинением в шлифах 4,1:4,8.

Мелко-пизолитовый туф из скв.4510 (обр.15, глубина отбора 401,9 м) по данным рентгеновского анализа состоит из: цеолитов (анальцим, ломонтит, мезолит), гётита. Для диагностики глинистых минералов образцы насыщались этиленгликолем и подвергались повторному рентгеновскому анализу, в результате чего обнаружен монтмориллонит с характерным пиком 1,5 нм (обр.4510/15). Рентгеновские анализы проводились в Львовском национальном университете имени Ивана Франко на аппарате ДРОН-3 при следующих параметрах съемки: Си-анткатод; К⁻-излучение, напряжение 40 кВ, сила тока 25 мА, скорость вращения 1 град/мин; интервал съемки 4—65°, расшифровка дифрактограмм проводилась по определителю В.И.Михеева [14].

Подобно исследованным пизолитам Волыни, во многих опубликованных работах аналогичные им образования рассматриваются под названиями «туфовые капли», «глобулы грязи», «аккреционные лапилли», «гороховый камень», «земляной град», «пепло-

вый град», «пизолиты» и др. Они сложены преимущественно тонко-мелкообломочной пирокластикой, имеют в основном концентрически-слоистое строение, хотя встречаются и однородные (гомогенные), с центральной частью (ядром), представленной более крупными гранулометрическими классами вулканического стекла и отдельных обломков пород. Таким стяжениям свойственна округлая, иногда эллипсоидная форма, по размерам они соответствуют горошине (от латинского «*pisum*» — горох). Сферичность проявляется независимо от типа вулканитов, их вещественного состава и возраста. При этом пизолиты наблюдались как при исторических извержениях современных вулканов, в частности, таких как Везувий, Кракатау, Мон-Пеле, так и в ископаемом состоянии разновозрастных образований, начиная с докембрийских, образованных при различных геодинамических условиях [5, 6, 7, 8, 11, 19 и др.].

Наиболее раннее упоминание о пепловых лапиллях относится, по-видимому, как указывает Л.Н.Котова в работе [6], к 1829 г., когда П.Скроп, наблюдавший извержение Везувия в октябре 1822 г., писал: «пизолиты образуются из пепла при прохождении через пепловое облако дождя, капли которого при этом объединяют пепел в сферические шарики».

Пизолиты как продукты вулканического происхождения детально исследовали Л.Н.Ботвинкина [1], М.Н.Щербакова [19], В.В.Ляхович [8]. В иностранной литературе пепловые лапилли упоминались и изучались неоднократно, будучи выделенными под такими названиями как «глобулы грязи», «болотные шарики», «пизолиты», «слипшиеся лапилли» (*accretionary lapilli*) [6]. Термин «слипшиеся лапилли» получил наибольшее распространение. В настоящее время пепловые лапилли известны в вулканических образованиях палеозоя—мезозоя. Кроме того, по Л.Н.Котовой [6] они были описаны по крайней мере в девяти исторических извержениях. Во всех предыдущих работах подробно охарактеризованы условия, при которых образуются пепловые лапилли, что дает ключ к разгадке их генезиса. Пизолиты пирокластические — это концентрически-слоистые и эллипсоидальные шарики диаметром до 1 см и более, образующиеся в результате цементации тонкого вулканического пепла каплями воды, например дождевыми (Финч, 1926 г.!) или вследствие концентрации водяного пара вокруг частиц пепла (Wentworth, Williams, 1932). Иногда пирокластические пизолиты носят явные следы перекатывания, в процессе которого происходило налипание пепловых частиц, что неоднократно наблюдалось [2].

Л.Н.Ботвинкина в работе [1] предлагает четыре возможных способа образования болотных (точнее пепловых) шариков, формирующихся в результате взаимодействия капель воды с тонкой вулканической пылью:

1. В результате конденсации паров ювенильной воды в пепловом облаке и слипание вокруг образо-

вавшихся капель тонких пепловых частиц; при этом формируются мелкие шарики, падающие вниз в виде своеобразного дождя или, вернее, града. Эти образования обычно не уходят далеко от вулкана.

2. При прохождении капель дождя через облако тонкого пепла (или пепла через дождевое облако), причем пепловые частички слипаются в сферические глобулы и обволакиваются новыми нарастающими вокруг ядра частицами. Такой же результат может получиться при столкновении пепловой тучи с дождевой очень далеко от центра извержения, и следовательно, эти отложения могут быть встречены далеко от вулкана. Вода, участвующая в их образовании, может быть и ювенильного происхождения за счет выброшенных при взрыве паров воды и поверхностной — обычной дождевой.

3. Округлые грязевые шарики могут появиться в результате слипания пепловых частиц при падении на поверхность слоя тонкого рыхлого пепла дождевых капель (В.В.Ляхович, 1956) или мокрых пизолитов. Так, Стернс (Stearns, 1924) наблюдал, как в 1924 г. в 1,5 милях от вулкана Килауэа после его эксплозии упал «дождь» плотных пизолитов до 1 мм в диаметре. Некоторые из сырых пизолитов падали в рыхлую пепловую пыль и катились по нему ветром, увеличиваясь в объеме. Этим Стернс объясняет возможность образования крупных шариков.

4. Возможен и четвертый, «сухой», способ образования пизолитов в результате вращения отдельных зерен или даже мелких лапиллей внутри попелового облака, причем вокруг них концентрически нарастают слои тонкого пепла (Jaggard, 1921; Williams, 1941 и др.). Очевидно, это относится к тем пизолитам, в центре ядра которых наблюдаются зерна или мелкие лапилли. Можно предположить, что при таком способе образования само пепловое ядро будет меньше, но зато будет увеличена оболочка, приобретающая концентрическое строение.

Обобщение материала показывает, что пизолитовые туфы состоят из пеплового материала, вмещающего пепел шаровидной или эллипсоидальной формы, размером преимущественно 2—15 мм, очень редко достигая 30 мм и более. Строение шариков сферическое. В центре они составлены более крупным пепловым, обычно алевропелитовым материалом, а на периферии — более тонким, обычно пелитовым. Наличие неотсортированного материала в ядре и тонкого по периферии шариков позволили Д.Муру и Д.Пеку [20] предположить, что формирование их происходит в две фазы. Первая фаза — быстрая концентрация в пепловом облаке, вторая — нарастание тонкого материала во время падения шарика в пределах облака. Образование ядра объясняют прохождением дождевых капель через облако или концентрацией воды из паров, содержащихся в облаке. По-видимому, эти варианты взаимно не исключаются. При падении шарики иногда деформируются и

раскалываются, при этом чаще тонко дробится оболочка.

Различия между пизолитами континентального и морского происхождения четко проявляются только макроскопически. Первоначально отложенный пепловый град в континентальных отложениях характеризуется присутствием неотсортированных шариков, наличием большого количества раздробленных шариков, отсутствием определенного ориентирования их в породе и, наконец, меньшим по сравнению с переотложенным, насыщением породы шариками. Переотложенный пепловый град, встречается среди морских вулканогенно-осадочных пород, отличается сортировкой градин по размеру, ориентированием их параллельно слоистости, а также практически отсутствием раздробленных шариков. Градины не менее чем на 35 % насыщают вмещающую их вулканогенно-осадочную породу [19]. Различная форма лапиллей в наземных и морских отложениях может свидетельствовать о том, что при формировании и полете в воздухе большинство лапиллей успевало получить такую прочность, что удар о водную поверхность не менял или почти не менял их формы, в то время как при ударе в землю они расплющивались, а иногда возможно и разбивались [6].

Пизолитовые туфы имеют большое генетическое значение, поскольку их находки представляют важную информацию, используемую при палеовулканологических и палеогеографических реконструкциях [6]: в частности их наличие указывает на накопление автохтонной тефры со своеобразной текстурой, и расположены они в пределах промежуточной и удаленной зоны извержения.

В разрезе трапповой формации пизолиты играют роль своеобразных реперов [1], так как залегают строго на уровне одной глубины и простираются на довольно значительные площади. По данным Л.Н.Ботвинкиной [1] и Л.Н.Котовой [6] пизолиты встречаются преимущественно в верхних частях туфовых образований или завершают собой слой или туфовую толщу, но на правом берегу р.Карабуга отмечен горизонт с пепловыми лапиллями, залегающими в основании туфовой толщи (хр.Тарбагатай) [6]. Заметим, что пизолитовмещающие уровни в туфах бабинской свиты, исследованные авторами, и начинаются в большинстве случаев, и завершают разрез туфовой толщи.

Присутствие пизолитов свидетельствует о большом количестве паров воды, выбрасываемых при вулканическом извержении [8]. Наличие в толще пород отложений этого генетического типа свидетельствует о вулканическом взрыве в субаэральных условиях и указывает на наземную (или мелководную морскую) обстановку седиментации [1] обычно вблизи центров извержения. Поскольку в исследованных авторами отложениях встречаются раздробленные шарики пизолитов и не наблюдается их опре-

деленная ориентация в породе, реже встречаются отсортированные по размеру градины, ориентированные параллельно слоистости, практически без раздробленных шариков, то можно говорить об их субаквальном происхождении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 263. —М.: Наука, 1974. С. 108—116.
2. Влодавец В.И. Справочник по вулканологии. —М.: Наука, 1984.
3. Геологический словарь. В 3-х томах. Изд. 3-е, перераб. и доп. Т. 2. / Под ред. О.В.Петрова. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011.
4. Геотектоника Волино-Подоллии / Под ред. И.И.Чебащенко. —Киев : Наукова думка, 1990.
5. Горожанина Е.Н. Генетические типы вулканогенно-обломочных пород Ирландского островодужного комплекса на Южном Урале // Литология и полезные ископаемые. —М.: Наука. 1993. № 2. С. 99—112.
6. Котова Л.Н. Пепловые лапилли из девонской вулканогенно-осадочной серии хребта Тарбагатай // Литология и полезные ископаемые. 1966. № 2. С. 58—64.
7. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Оленецкая диабазовая формация / Избранные тр. АН СССР. 1952. Т. III.
8. Ляхович В.В. О пизолитовых туфах на Сибирской платформе // Докл. АН СССР. 1956. Т. 110. № 1. С. 137—139.
9. Малеев Е.Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. —М.: Недра, 1977.
10. Малеев Е.Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. —М.: Наука, 1975.
11. Малеев Е.Ф. Вулканиты. —М.: Недра, 1980.
12. Мельничук В.Г. Геология и меденосность нижневендских трапповых комплексов юго-западной части Восточно-Европейской платформы / Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук ИГН НАН Украины. —Киев, 2010. (На украинском языке).
13. Мельничук В.Г. Толща цеолит-сметитовых туфов в нижневендских траппах юго-западной части Восточно-Европейской платформы, их происхождение и перспективы использования // Современные проблемы литологии и минерагении осадочных бассейнов Украины и сопредельных территорий / Сб. науч. трудов ИГН НАН Украины. —Киев, 2008. С. 104—112. (На украинском языке).
14. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. —М., 1957.
15. Пирокластические породы Украины / Под ред. Л.Г.Ткачук. —Киев: Наукова думка, 1977.
16. Приходько В.Л., Косовский Я.А., Иванив И.Н. Перспективы меденосности вулканогенных образований волинской серии Луковско-Ратновской горстовой зоны // Геологический журнал. 1993. № 4. С. 138—143.
17. Федоришин Ю.И., Макивчук А.Ф. Причины происхождения Зеленогайской структуры: падение метеорита или эндогенный процесс? // Сб. науч. работ УкрГТРИ. 2004. № 2. С. 54—63. (На украинском языке).
18. Формы геологических тел (Терминологический справочник) / Под ред. Ю.А.Косыгина и др. —М.: Недра, 1977.
19. Щербакова М.Н. Пепловый град в вулканогенно-осадочных отложениях Прибалхашья (Казахстан) // Литология и полезные ископаемые. 1972. № 1. С. 155—160.
20. Moore J.G. and Peck D.L. Accretionary lapilli in volcanic rocks of the western continental United States // J. Geol. 1962. Vol. 70. № 2. Pp. 182—193.

Активизация современных сейсмотектонических процессов на западе Олёкмо-Становой сейсмической зоны

Л.П.ИМАЕВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земной коры (ИЗК) СО РАН; 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, д.128), Б.М.КОЗЬМИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39), В.С.ИМАЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земной коры (ИЗК) СО РАН; 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, д.128)

Серия крупных 7—8-балльных землетрясений в начале в. в Южной Якутии связывается с движением на восток Забайкальского и Алдано-Станового блоков в зоне контакта Евразийской и Амурской литосферных плит. Рассмотрены эпицентральные области и макросейсмика этих событий. Уточнена кинематика взаимодействия указанных блоков и подтверждена схема прогноза наиболее подвижных участков территории Становой зоны, в пределах которых возможны крупные сейсмические катастрофы.

Ключевые слова: сейсмичность, фокальный механизм землетрясения, геодинамика, макросейсмика, активные разломы, Олёкмо-Становая сейсмическая зона.

Имаева Людмила Петровна, imaeva@crust.irk.ru

Козьмин Борис Михайлович, b.m.kozmin@diamond.ysn.ru

Имаев Валерий Сулейманович, imaev@crust.irk.ru

Activation of modern seismotectonic processes in the west of Olekma-Stanovoy seismic zone

L.P.IMAEVA, B.M.KOZMIN, V.S.IMAEV

A series of strong earthquakes with intensity 7—8 that occurred in South Yakutia early in the st century were caused by an eastward motion of the Transbaikalian and Aldan-Stanovoy blocks recognized earlier in the zone of contact of the Eurasian and Amurian lithospheric plates. Epicentral areas and macroseismic effects of events are discussed. A better understanding has been gained of the kinematics of the blocks motion and a sketch map of the most moving parts of territory of Stanovoy region, which are able to generate catastrophic seismic events.

Key words: seismicity, focal mechanism of earthquake, geodynamics, macroseismic effects, active faults, Olekma-Stanovoy seismic zone.

Более чем полувековой цикл геологических, тектонических и сейсмологических исследований на Северо-Востоке Азии выявил ряд крупных сейсмогенных структур, развитых в области сочленения Евразийской, Североамериканской и Амурской литосферных плит. Одна из таких структур в виде широкой (до 400 км) полосы сейсмичности в пределах Лено-Амурского междуречья прослеживается на расстоянии почти 3 тыс.км в субширотном направлении между 50 и 60 с.ш. от оз.Байкал, через Забайкалье, Южную Якутию и Приамурье к Охотскому морю [6] и представляет область взаимодействия Евразийской и Амурской плит. Северной границей этой области является Байкало-Становой сейсмический пояс, вытянутый от Байкала вдоль южной окраины Сибирской платформы через Становое нагорье в Забайкалье, Становой хребет и примыкающее к нему с севера Алдано-Учурское плато в Южной Якутии к Охотскому морю. Он объединяет землетрясения Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) на западе и подземные

толчки Олёкмо-Становой сейсмотектонической зоны на востоке, продолжающей БРЗ от р.Олёкма к Удской губе Охотского моря. За истекшие почти 60 лет инструментальных наблюдений в Байкальской рифтовой зоне отмечено более 150 тыс., а в Олёкмо-Становой сейсмотектонической зоне — свыше 40 тысяч сейсмических событий. Южным обрамлением области взаимодействия плит служит сгущение эпицентров землетрясений, протягивающееся из Северной Монголии через совокупность поднятий и опусканий в Восточном Забайкалье вдоль хребтов Тукурингра—Соктахан—Джагды в Приамурье к Охотскому морю. В пределах этой границы наиболее активна Тукурингра—Джагдинская сейсмическая зона, которая наблюдается на 200 км южнее и параллельно Олёкмо-Становой сейсмотектонической зоне между 54 и 55 с.ш. восточнее 120 в.д. В течение 40 лет в ней зарегистрировано около 8 тыс. сейсмических событий. Смещения в очагах землетрясений Олёкмо-Становой тектонической и Тукурингра—Джагдин-

ской сейсмической зон по данным фокальных механизмов представлены левыми сдвигами, надвигами и взбросами (рис. 1) [2]. Третья Темулякит—Джелтулакская полоса сейсмичности (3 тыс. землетрясений) пересекает эту территорию между 120 и 125 в.д. в субдолготном направлении от р.Лена вдоль левобережья р.Олёкма и ее правого притока р.Нюкжа через долину р.Амур в пределы хр.Малый Хинган в Китайской Народной Республике. Она как бы разделяет субширотную область взаимодействия названных плит на два блока: Забайкальский от оз.Байкал до р.Олёкма и Алдано-Становой от р.Олёкма до Охотского моря [4].

Рассматриваемая зона деструкции земной коры между Байкалом и Охотским морем вызвана смеще-

нием Амурской плиты относительно Евразийской в восток—северо-восточном направлении. Источником такого движения может являться столкновение Индийского субконтинента с окраинными структурами Евразии, под влиянием которого произошла коллизия и формирование отдельных микроплит и блоков разной конфигурации на территории Китая и Монголии, а также в пределах Забайкалья и Приамурья [6, 12].

Алдано-Становой блок, зажатый между Забайкальским блоком, Евразийской и Амурской плитами, испытывает давление со стороны первого блока. Под влиянием его перемещения на юго-восток со скоростью 0,5—0,7 см/год (данные GPS) [10] в связи с раскрытием Байкальского рифта и сопутствующего дви-

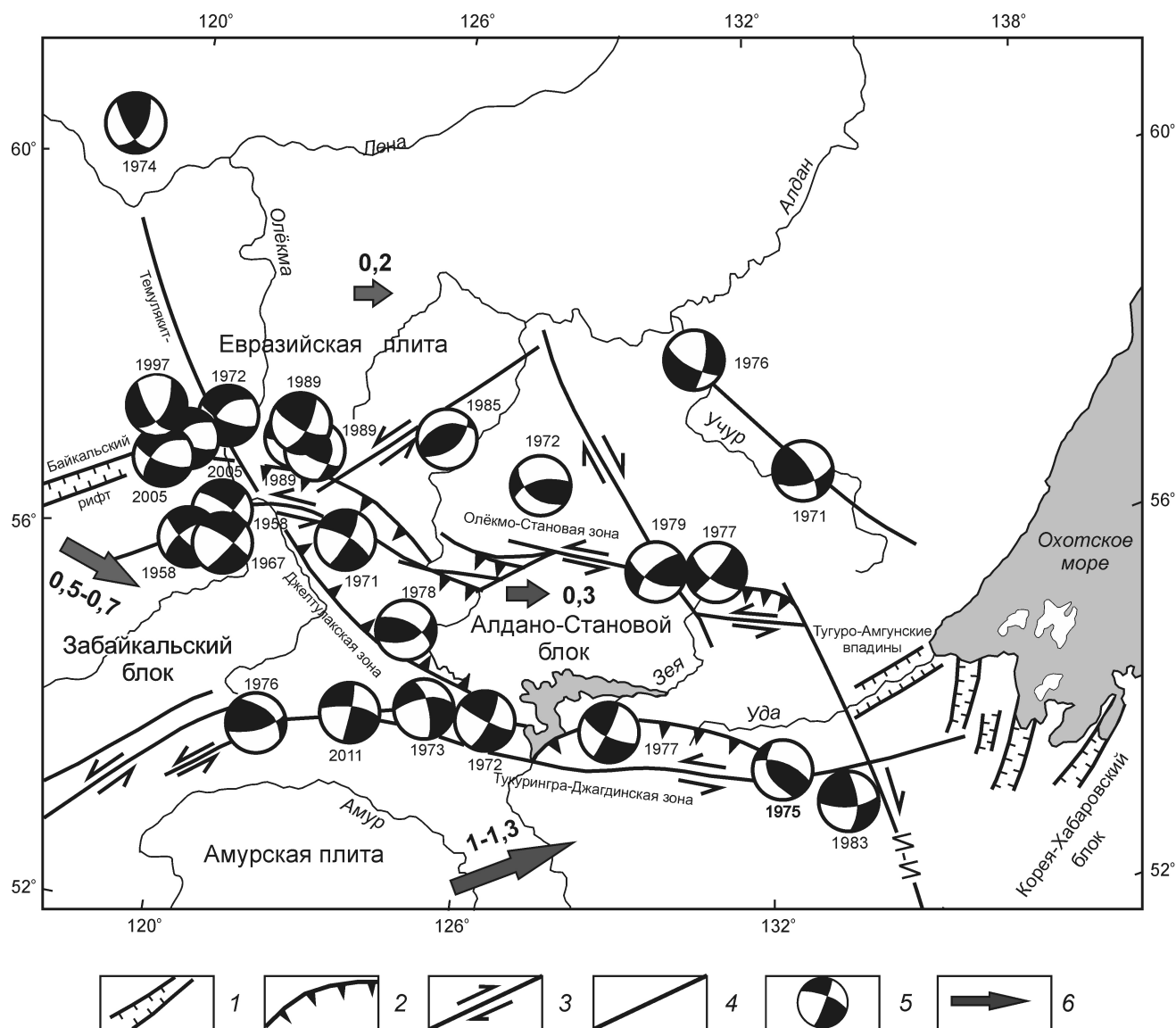


Рис. 1. Особенности взаимодействия структур в зоне контакта Евразийской и Амурской литосферных плит:

разломы: 1 — сбросы, 2 — взбросы и надвиги, 3 — сдвиги, 4 — неизвестной кинематики; 5 — стереограммы фокальных механизмов сильных землетрясений и год их возникновения (черные квадранты — области действия напряжений растяжения, белые — сжатия); 6 — направления движения плит, блоков и их скорость смещения (см/год) по геодезическим и GPS данным [1, 13, 14, 16]

жения Амурской плиты на восток (1,0—1,3 см/год) [9]. Алдано-Становой блок также вынужден смещаться в восточном направлении. В этой геодинамической обстановке на стыке блоков в пределах Олёкмо-Чарского нагорья в начале XXI в. произошло резкое усиление сейсмической активности. За последние 12 лет между северо-восточным окончанием Байкальской рифтовой зоны и Становой складчатой областью в Южной Якутии возникло несколько крупных роев землетрясений (см. таблицу). Первый из них (Олдонгсинский) проявился в октябре 1997 г. Наибольшая интенсивность событий в нем достигала в эпицентре 7 баллов (М 4,6). В течение 1997—1999 гг. он генерировал до 500 землетрясений в год. После небольшого затухания активности в ноябре 2005 г. проявился второй более интенсивный Чароудинский рой. В его последовательности зафиксировано два максимальных подземных удара 10.11.2005 г. М 6,0 (8 баллов) и 11.12.2005 г. М 5,7 (7—8 баллов). После каждого из них следовала серия повторных толчков. К концу 2005 г. их число превысило 2,5 тысяч и они продолжают регистрироваться в настоящее время [8]. Сводная картина сейсмической обстановки на Олёкмо-Чарском нагорье с 1997 по 2005 гг. приведена на рис. 2. Все проявления роевой сейсмичности локализованы восточнее Верхнетоккинской впадины Байкальского рифта на левобережье р.Олёкма, между ее притоками Олдонгсо и Хани. Эпицентры землетрясений образовали здесь компактную группу на площади около 900 км² (длина 48 км, ширина 24 км), по своему очертанию напоминающую эллипс, у которого большая ось ориентирована в северо-восточном направлении по азимуту 48°. Учитывая, что мощность земной коры в данном районе 38—42 км [2] и большинство гипоцентров землетрясений отмечено в интервале глубин 5—29 км [8], можно считать, что объем очага всего роя, возникшего в верхней части земной коры, составил более 22 тыс. км³.

Анализ пространственно-временного распределения сейсмичности (см. рис. 2) показал, что первые

эпицентры землетрясений Олдонгсинского роя в октябре 1997 г. были локализованы в бассейне р.Ат-Бастаах (приток р.Хани). В последующие два года наблюдалось их постепенное перемещение в северо-восточном направлении. При этом очаговая область роя всякий раз удлинялась на несколько километров. В 2001—2004 гг. был отмечен период покоя, когда число подземных толчков в 2004 г. сократилось до 15. По-видимому, событие 1997 г. не сняло полностью накопленные здесь тектонические напряжения и спровоцировало в результате их последующего перераспределения землетрясения 2005 г. Подземные толчки последнего продолжили проявления первого роя в том же направлении, вплоть до долины р.Олдонгсо. Северо-восточная ориентация зоны роевых событий и их смещение относительно друг друга уверенно подтверждается положением эпицентров наиболее интенсивных 6—8-балльных землетрясений, параметры которых приведены в таблице.

Если учесть, что максимальное расстояние между сильными землетрясениями первого и второго роев (см. рис. 2) около 24 км, то средняя скорость миграции сейсмического процесса в пределах Олёкмо-Чарского нагорья за восемь лет составит примерно 3 км/год.

Во время появления роевых событий на Олёкмо-Чарском нагорье местные разломы существенно подвижались, возникли рвообразные тектонические ложбины (сейсмодислокации). В частности, активизировались Чароудинский, Темулякитский, Ат-Бастаахский и другие разломы, ограничивающие блок, к которому приурочена очаговая область Олдонгсинского и Чароудинского роев [8].

Сильнее всего из рассматриваемых событий ощущалось Чароудинское землетрясение 10 ноября 2005 г. в 19 час. 29 мин. Гринвичского времени (см. таблицу). Оно является самым крупным сейсмическим событием в Южной Якутии за последние 16 лет инструментальных наблюдений. Его эпицентр располагался в безлюдной горно-таежной местности, а ин-

Параметры эпицентров сильных землетрясений Олдонгсинского и Чароудинского роев в 1997—2005 гг. при М 4,4

Дата	Время возникновения землетрясения (по Гринвичу)	Координаты эпицентра		Н	М	I ₀
		Северная широта, градус	Восточная долгота, градус			
24.10.1997	11:50:15,0	57,25	120,63	10	4,6	6
08.09.1999	02:38:49,4	57,33	120,65	11	5,0	6—7
10.11.2005	19:27:25,4	57,38	120,79	15	4,8	6—7
10.11.2005	19:29:54,3	57,37	120,77	12	5,7—6,0	8
11.12.2005	15:54:13,4	57,43	120,90	18	5,5	7
14.12.2005	23:12:13,3	57,46	120,88	12	4,4	6—7

Примечание. Н — глубина очага землетрясения, км; М — магнитуда землетрясения (шкала Рихтера); I₀ — интенсивность землетрясения (шкала MSK-64), балл.

тенсивность сотрясений в плейстосейстовой зоне могла достигать 8 баллов (шкала MSK-64). С силой в 5—6 баллов толчок ощущался в ближайших (25—45 км) к эпицентру населенных пунктах. Так, на участке Олоннокон горной компании «Радунит», расположенном в 25 км к югу от эпицентра, подземный удар проявился с силой в 6 баллов. На железнодорожных станциях БАМа Олёкма и Хани были отмечены 5—6-балльные эффекты. Под воздействием сейсмических возмущений от 3 до 6 баллов оказалась громадная площадь почти в 540 тыс. км², охватившая часть территории Республики Саха (Якутия), Республики Бурятия, Иркутской, Читинской и Амурской областей.

Чаруодинские события спровоцировали активизацию сейсмического процесса к востоку в Становом

хребте, где 8 ноября 2008 г. на водоразделе между р.Алдан и ее притоком р.Амедици на глубине 21 км был зафиксирован 7-балльный подземный толчок М 5,1 (рис. 3, Б). Очаг землетрясения тяготеет к пересечению субширотного Тунгурского разлома (зона влияния Станового структурного шва) и Ыллымахского диагонального разрыва северо-восточного простирания [2]. Лучше всего Амедицинское землетрясение 2008 г. ощущалось в населенных пунктах, расположенных вдоль Амуро-Якутской автомагистрали, пересекающей территорию Южной Якутии с юга на север примерно вдоль меридиана 125 в.д., где также проходит трасса нефтепровода «Восточная Сибирь—Тихий океан». В ближайшем из них г.Нерюнгри (100 км к востоку от эпицентра) оно проявилось с силой до 5 баллов. На расстояниях 110—130 км к

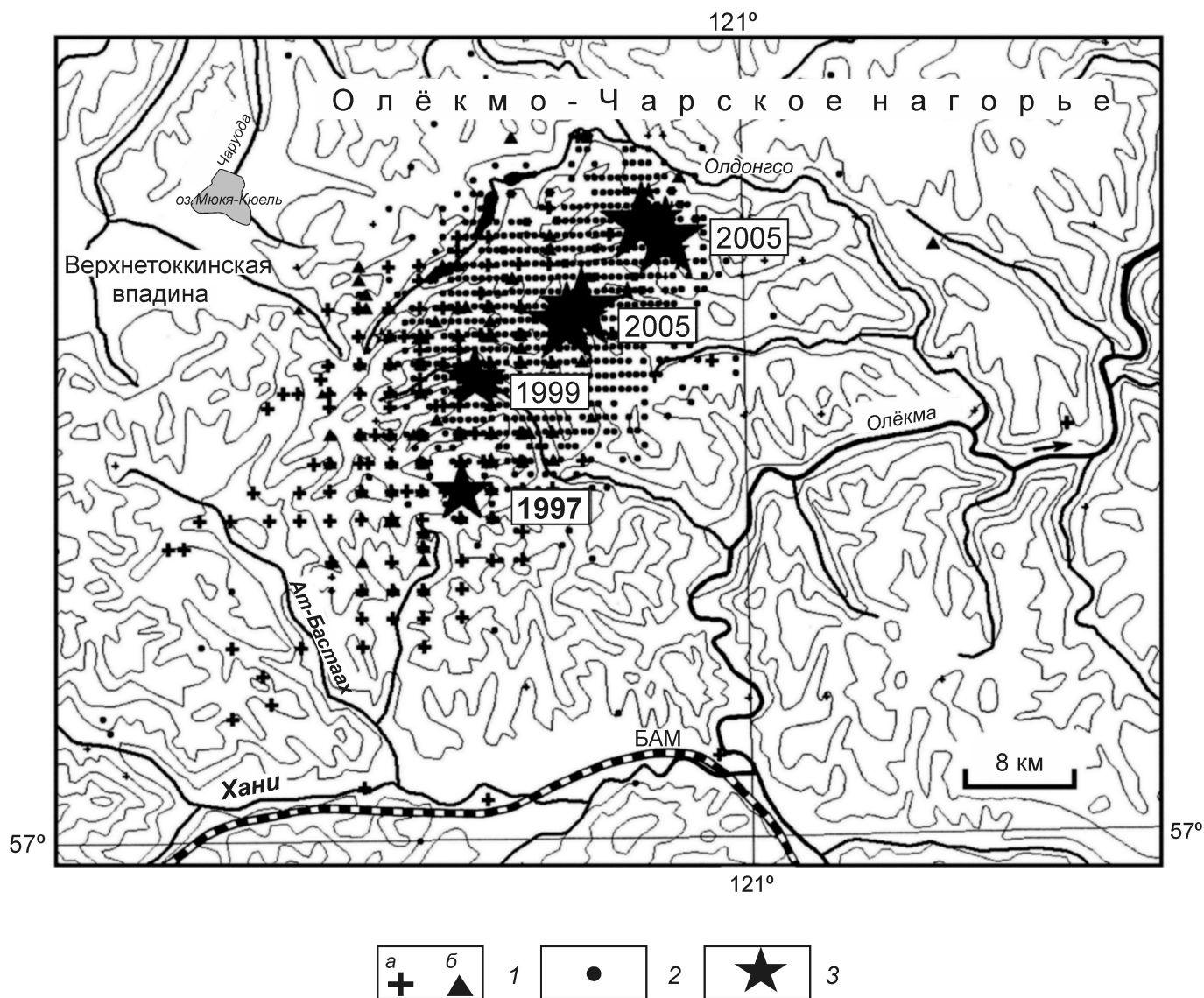


Рис. 2. Сейсмические проявления в бассейне р.Олёкма и ее левого притока р.Олдонгсо на Олёкмо-Чарском нагорье в 1997—2005 гг., по работе [8] с дополнениями:

эпицентры землетрясений роев: 1 — Олдонгсинского: а — 1997 г. и б — 1999 г., 2 — Чаруодинского в 2005 г.; 3 — крупные сейсмические события М 5—6 (данные таблицы)

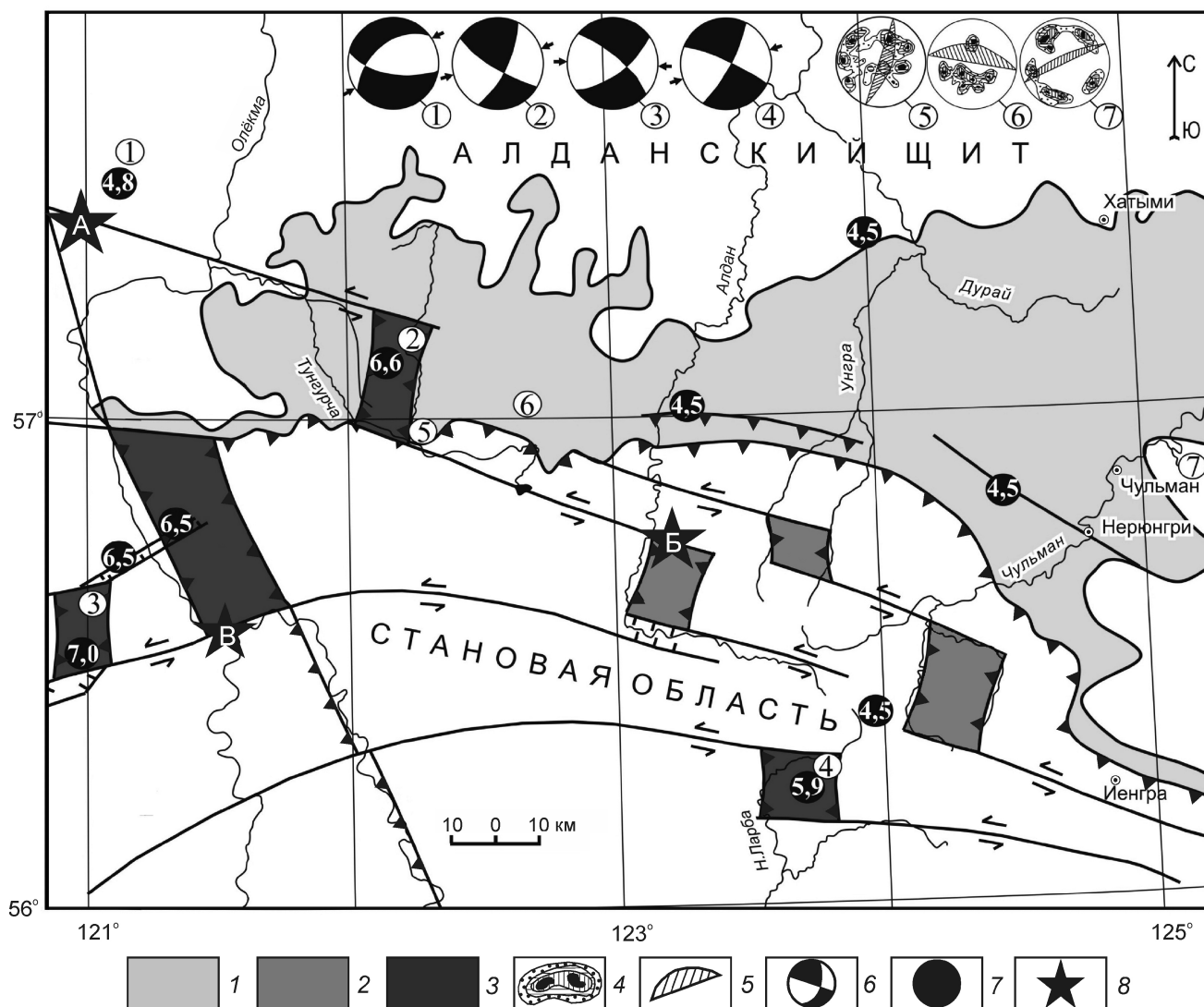


Рис. 3. Схема сейсмогенерирующих блоков западного фланга Олёкмо-Становой сеймотектонической зоны:

1 — мезозойская Чульманская впадина; блоки сжатия: 2 — потенциально сейсмоопасные, 3 — где уже отмечена разрядка тектонических напряжений; 4 — плотность трещиноватости пород соответственно (в %): 1, 3, 5, 10 с привязкой стереограмм в пространстве (5—7); 5 — простираание главной плоскости сместителя; 6 — фокальные механизмы землетрясений, стрелками показано положение векторов сжатия; 7 — эпицентры, зафиксированных в блоках землетрясений и их магнитуда; 8 — места сейсмической активизации за последние 16 лет: А — Олдонгсо-Чаруодинские рои землетрясений 1997—2005 гг., Б — Амедичинское событие 2008 г., В — Нюкжинский рой землетрясений 2010—2011 гг.; см. услов. обозн. к рис. 1

востоку от эпицентра в поселках Чульман, Золотинка, Йенгра, Беркакит отмечены макроэффекты интенсивностью до 4 баллов. Особо следует отметить усиление воздействий этого сотрясения на больших эпицентральных расстояниях 240—260 км к северо-востоку от эпицентра в районе трех населенных пунктов: г.Алдан, поселки Нижний Куранах и Ленинский, где отмечены сотрясения до 3—4 баллов. Общая площадь выявленных проявлений землетрясения в Республике Саха (Якутия), Амурской и Читинской областях достигала 125 тыс.км². Наконец, в 2010—2011 г. вблизи единственного железнодорожного моста БАМ через р.Олёкма на правобережье р.Олёкма также в пределах Станового хребта сфор-

мировался еще один Нюкжинский рой (около 800 толчков). В пределах этого роя выявлена серия ощутимых (6—7-балльных в эпицентре) сотрясений, среди которых наиболее интенсивное событие 16 марта 2011 г. проявилось 7-балльными эффектами в эпицентральной зоне при глубине очага 20 км. Оно ощущалось вблизи эпицентра на железнодорожных станциях трассы БАМ от Хани до Лопчи. Сильнее всего воздействие землетрясения отмечено на станции Юктали в 15 км к югу от эпицентра с эффектами в 5—6 баллов. В пос.Усть-Нюкжа в 20 км от эпицентра его интенсивность составила 4—5 баллов. С силой до 4 баллов землетрясение ощущалось на станции БАМ Олёкма (50 км), до 3—4 баллов в Хани (80 км), до 3

баллов в Чильчи (90 км), до 2—3 баллов в Лопче (125 км). 70% событий в Нюкжинском рое произошло в верхней части земной коры на глубине, не превышающей 10 км. Их эпицентры сконцентрированы на южных склонах Станового хребта на площади свыше 400 км². Эти проявления сейсмичности тяготеют к активизированному участку Станового структурного шва с кинематикой по типу левого сдвига.

Рассматривая по данным фокальных механизмов сильных землетрясений поле тектонических напряжений, развитое на границах Алдано-Станового блока (см. рис. 1), можно отметить, что повсеместно вдоль разломов, ограничивающих блок, фиксируются сжимающие усилия (белые квадранты внутри стереограмм), способствующие развитию здесь левых сдвигов, взбросов и надвигов. Так, на западной границе между Алдано-Становым и Забайкальским блоками при событиях 1958—2005 гг. выявлена субширотная ориентация вектора сжатия (азимут 60—90°), что согласуется с геолого-структурными наблюдениями вдоль р.Олёкма и ее притока р.Нюкжа, где формируется система взбросов и надвигов противоположной вергентности к фронтальным структурам Забайкальского блока [4]. Указанные соотношения находят свое отражение в морфоструктурных элементах современного рельефа в бассейне р.Олёкма в виде крупной зоны сучивания земной коры, составляющей горный узел хребтов Чернышева, Янкан, Китем-Юникал и Чельбаус, ориентированных диагонально к общему простиранию Станового хребта.

Северная граница блока соответствует структурам Станового разлома с кинематикой левого сдвига и надвига. При этом направление действия сжимающих усилий в очагах землетрясений 1971—1989 гг. изменяется от северо-восточного (азимут 30—50°) на западе Олёкмо-Становой сеймотектонической зоны (Становой хребет) до субдолготного (азимут 4—20°) на востоке этой зоны (Токинский Становик). Вдоль границы блока в Тукурингра-Джагдинской зоне имеет место система очагов землетрясений 1972—2011 гг. с однотипными механизмами, соответствующими левым сдвигам, где силы сжатия в их очагах действуют в северо-восточном направлении (азимут 7—50°). На востоке рассматриваемый блок ограничен правосдвиговой Итун-Иланской ветвью крупного разлома Тан-Лу, трассируемого из Северного Китая (см. рис. 1), что совпадает с одной из плоскостей разрыва в очаге землетрясения 1983 г. в Тукурингра-Джагдинской зоне [5, 11]. Здесь же в рельефе Приамурья сформировалась система горных поднятий Буреинского, Ям-Алинь, Эзоп и других хребтов, а восточнее ряд Тугуро-Амгунских впадин, возникших при контакте Алдано-Станового блока и Амурской плиты с Корея-Хабаровским блоком, движения которого обусловлены Тихоокеанской субдукцией [5, 11].

Так как по данным GPS-наблюдений Алдано-Становой блок перемещается на восток под влиянием За-

байкальского блока и Амурской плиты, двигающихся в восточном направлении, то на его северной и южной границах должны были бы фиксироваться правые сдвиги, однако этому противоречат решения фокальных механизмов землетрясений (левые сдвиги), а также данные скоростей современных горизонтальных движений, определенные по геодезическим наблюдениям и материалам морфологических исследований. Так, результаты триангуляционных измерений на геодинимических полигонах в районе Станового хребта на северной границе блока показали смещения реперов на восток со средней скоростью горизонтальных движений до 0,3 см/год [1]. На южной границе рассматриваемого блока, где Южно-Тукурингский разлом трассируется вдоль полосы контрастного сочленения Верхне-Урканской впадины и поднятия хр.Тукурингра обнаружено, что названный разлом смещает влево (к западу) молодые (плейстоцен-голоцен) пойменные отложения в верховьях небольших северных притоков р.Уркан (правого притока р.Зeya). Максимальная амплитуда таких смещений достигает 0,8 км. Это соответствует средней скорости горизонтальных движений по типу левого сдвига около 0,5—0,6 см/год, если смещение происходило с начала позднего плейстоцена (130 тыс.лет назад) [7]. Можно полагать, что все рассматриваемые блоки смещаются к востоку, но за счет меньшей скорости движения на южной границе (0,5—0,6 см/год) Алдано-Становой блок отстает от Амурской плиты (1—1,3 см/год), что способствует развитию на их границе левых сдвигов. Подобная обстановка существует на севере, где малоподвижная Евразийская плита (0,2 см/год) также отстает от Алдано-Станового блока, в силу чего здесь возникают левые сдвиги, и одновременно «тормозит» его движение в сравнении с южной границей, уменьшая скорость до 0,3 см/год. Скорее всего, наиболее подвижной в составе Олёкмо-Становой зоны является западная часть Алдано-Станового блока, которая непосредственно контактирует с Забайкальским блоком.

Ранее для этой территории была составлена схема расположения эпицентральных зон крупных сейсмических событий и их механизмов относительно трасс активных разломов по данным трещиноватости горных пород (см. рис. 3). Выяснилось, что большинство их эпицентров было приурочено к мини-блокам сжатия — shear (shear) зонам, сформировавшимся в полосах кулис левых сдвигов [3]. Ярким примером этого является Южно-Якутское землетрясение 1989 г. М 6,6 и его афтершоки, возникшего в дуплексе сжатия, образованном северным и южным отрезками Тунгурского разлома [2]. Аналогично были выделены другие подобные сейсмогенные мини-блоки, которые можно использовать в качестве прогнозного признака мест будущих сильных землетрясений. На рис. 3 показаны два вида сейсмогенных блоков сжатия. Первые из них (темный цвет) отнесены к мини-блокам, где уже

произошла разрядка тектонических напряжений и отмечены сильные землетрясения, и вторые (светлый цвет) — потенциально опасные, способные генерировать ощутимые землетрясения в будущем. На схему вынесены места эпицентров рассматриваемых современных событий 2005—2011 гг., которые, как оказалось, произошли в блоках ранее классифицированных [3] как потенциальные. Это относится к Амедичинскому землетрясению 2008 г. «Б», и Нюкжинскому рою 2010—2011 гг. «В» (см. рис. 3). Данный рой возник в блоке, где уже было отмечено сильное землетрясение 1958 г. М 6,5, но, по-видимому, вновь накопленные за прошедшие 50 лет тектонические напряжения способствовали появлению здесь этого очередного крупного события.

Приведенные сведения показывают, что максимальная сейсмическая опасность в пределах Олёкмо-Становой сейсмической зоны сохраняется в области контакта Забайкальского и Алдано-Станового блоков, где отмечены крупные сейсмические катастрофы 1958—1967 гг., которые продолжились рассмотренными современными событиями начала XXI в., а также отмеченным 14 октября 2011 г. в Тукурингра—Джагдинской зоне 8-балльным землетрясением М 6 вблизи г.Сковородино, вызвавшего аварийное отключение нефтепровода Восточная Сибирь—Тихий океан.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бочаров Г.В., Замараев Н.Н. Геодезические измерения на геодинимических полигонах Южной Якутии // Геодезия и картография. 1991. № 3. С. 30—34.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. —М.: ГЕОС, 2000.
3. Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С., Слепцов С.В. Сейсмотектоника западной части Олёкмо-Становой области // Отечественная геология. 2004. № 4. С. 57—60.
4. Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Сейсмотектоническая позиция западного фланга Олёкмо-Становой зоны (Южная Якутия) // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 114—117.
5. Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Морфотектоника и разломно-блоковые структуры юго-восточного фланга Олёкмо-Становой сейсмотектонической зоны // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 50—56.
6. Козьмин Б.М., Имаев В.С., Имаева Л.П. Сейсмичность и современная геодинамика // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 33—67.
7. Николаев В.В., Семенов Р.М., Солоненко В.П. Сейсмогеология Монголо-Охотского линеймента (восточный фланг). —Новосибирск: Наука, 1979.
8. Шибаев С.В., Петров А.Ф., Козьмин Б.М. и др. Чаруодинский рой землетрясений 2005 г. и его ощутимые землетрясения: Чаруодинское-I 10 ноября с K_p 15,7, M_w 5,8, I_0 8 и Чаруодинское-II 11 декабря с K_p 14,8, M_w 5,7, I_0 7 землетрясения (Южная Якутия) // Землетрясения Северной Евразии в 2005 г. —Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 404—418.
9. Apel E.V., Burgmann R., Steblov G., et.al. Independent active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modeling // Geophys. Res. Lett. 2006. Vol. 33. L 11303. Pp. 1—5.
10. Calais E., Lesne O., Deverchere J., et.al. Crustal deformation in the Baikal rift from GPS measurements // Geoph. Res. Lett. 1998. Vol. 25. № 21. Pp. 4003—4006.
11. Mackey K.G., Fujta K., Gunbina L., et.al. Explosion contamination of the northeast Siberian seismicity catalog: implications for natural earthquake distributions and the location of the Tanlu fault in Russia // Bulletin of the Seismological Society of America. 2003. Vol. 93. Pp. 737—746.
12. Tapponier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien-Shan, Mongolia and Baykal // Journ.Geophys.Res. 1979. Vol. 84. № B7. Pp. 4325—4359.

О генезисе «космических шариков» в железомарганцевых рудах Мирового океана

Р.В.ГОЛЕВА, И.Г.ЛУГОВСКАЯ (ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им.Н.М.Федоровского» («ВИМС»); 119017, г.Москва, Старомонетный пер., д.31), М.Е.МЕЛЬНИКОВ (Государственный научный центр Российской Федерации Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие «Южморгеология» (ГНЦ РФ ФГУП «Южморгеология»); 353461, Краснодарский край, г.Геленджик, ул.Крымская, 20)

Обсуждается проблема генезиса так называемых «космических шариков» — каплевидных, шарообразных и пластинчатых железоникелевых образований, характерных для железомарганцевых руд дна Мирового океана (железомарганцевых конкреций и кобальтоносных железомарганцевых рудных корок). Проведено сравнение этих образований с аналогичными минеральными фазами в составе лунного грунта, и предложена гипотеза их появления в продуктах оксидного океанического рудогенеза.

Ключевые слова: железомарганцевые океанические руды, лунный грунт, металлические микросферулы, камасит, тэнит, шпинель.

Голева Рита Владимировна, vims-goleva@mail.ru

Луговская Ирина Германовна, lig_vims@mail.ru

Мельников Михаил Евгеньевич, m_e_melnikov@mail.ru

On genesis of «space balls» in iron-manganese ores of World ocean

R.V.GOLEVA, I.G.LUGOVSKAYA, M.E.MELNIKOV

Article reviews the problems of genesis of so called «space balls» — drop-shaped, globular and lamelliferous nickeliferous buildups which are typical for iron-manganese ores of World Ocean (iron-manganese nodules and cobaltbearing iron-manganese ore crusts). Comparison of this buildups and analogous mineral phases found in compound of Moon subsoil is performed and hypothesis of their appearance in products of oxidic oceanic ore genesis is proposed.

Key words: iron-manganese oceanic ore, moon subsoil, metallic microspherules, kamacite, taenite, spinel.

В составе оксидных железомарганцевых руд Тихого океана (железомарганцевые конкреции (ЖМК) и кобальтоносные железомарганцевые рудные корки (КМК)) при изучении поднимаемого каменного материала в систематических экспедиционных рейсах ГНЦ ФГУП «Южморгеология» в Российском Разведочном Районе провинции Кларион-Клиппертон на ЖМК и в Магеллановых горах на КМК (Тихий океан) постоянно обнаруживаются шарообразные и каплевидные металлические выделения, которые по сложившейся традиции называются «космическими шариками». Изучение их состава осуществлялось на основе разработанного во Всероссийском институте минерального сырья принципа рационального комплексования современных минералого-аналитических методов.

Многолетние исследования железомарганцевых руд Мирового океана пока не сформировали окончательной гипотезы образования как самих руд, так и парагенетических сообществ минералов их слагающих.

Экзотические минеральные выделения в оксидных железомарганцевых океанических рудах присутствуют в металлической форме (Fe, Ni, Cu, Pb, Zn, Ti, Pt), в виде твердых растворов переменного химического состава: бронза (Cu, Sn, Zn), латунь (Cu, Zn), микросферулы камасита и тэнита (Fe, Ni и Ni, Fe), никелистые выделения сложного состава (Ni, Fe, Cu, Co), соединения, содержащие Fe, Zn, Ni, Au, карбиды металлов (Cr, Fe, Ni, Ti), обрастающие каемками магнетита-вюстита. Морфология этих выделений различна: микросферулы, каплевидные или слабо полигональные выделения (камасит, тэнит), веретенообразные, проволоковидные, удлинённые образования. На эту группу минералов как на «экзотическую» еще в 1990-е годы специально обратили внимание специалисты ФГУП «ВНИИОкеангеология» [4]. Они совершенно справедливо отметили, что данные минеральные ассоциации интересны в плане генезиса оксидных океанических руд. Эти авторы выделили еще две группы экзотичных минеральных ассоциаций в океанических рудах.

Первое парагенетическое сообщество минералов, включающее ильменит, титано-магнетит, клинопироксен, плагиоклазы, биотит и др., обусловленное сносом терригенного материала или продуктами эманаций эндогенных восстановительных флюидов: самородные металлы, силициды, сульфиды, карбиды различных металлов. Подобные минеральные ассоциации отмечаются также в металлоносных осадках и гидротермальных сульфидных рудах [7]. Альтернативная гипотеза предполагает, что самородные металлы и интерметаллические соединения накапливались в Fe-Mn образованиях океанского дна как продукты жизнедеятельности различных микроорганизмов, в пределах микровосстановительных очагов в конкреционных и корковых рудах [5].

Второе парагенетическое сообщество минералов, представленное микросферулами, имеющими состав камасит, магнетит-вюстит-тэнит, ряд авторов связывает с космическим источником [2, 3, 13].

В связи с тем, что для «экзотических» минеральных ассоциаций железомарганцевых образований океана упорно предполагается космический источник, в данной статье эта проблема обсуждается с межпланетарных позиций на основе сравнения их состава и условий локализации с составом лунного грунта, доставленного на Землю американскими аппаратами «Аполлон» и «Луна» [10], что позволило выдвинуть авторскую гипотезу их происхождения в железомарганцевых рудах океана.

Некоторые сведения об известных данных о нахождении и составе «космических шариков» в различных геологических образованиях. В последнее время появился ряд публикаций, посвященных вопросам происхождения металлических частиц и микросферул, распространенных в условиях Земли, в различных геологических обстановках (в консолидированной земной коре, морских донных отложениях, ледниковых толщах) [6, 11, 12]. В качестве наиболее вероятного индикатора наличия космического вещества в их составе указывается сплав никеля с железом. Микросферулы обнаруживаются совместно с космическими минералами, в частности с самородным железом и никелистой шпинелью.

Сведения о металлических микровыделениях появляются в литературе с начала 1970-х годов. Особенно большой поток публикаций отмечается с 2000 по 2011 гг. Основные публикации выполнены специалистами, озабоченными магнитными свойствами земной коры. Это представители института физики Земли им.О.Ю.Шмидта (ИФЗ) РАН, института экспериментальной минералогии (ИЭМ) РАН, института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им.Н.В.Пушкова (ИЗМИРАН), института тектоники и геофизики ДВО РАН [6, 12].

Микрометаллические фазы в виде космической пыли обнаружены в разрезе глин, мела и палеогена Гамс (Восточные Альпы), в глубоководных известня-

ках верхнего кембрия (Южный Казахстан), в осадках озер Большая Ложка (Новосибирская область) и Плещеево (Ярославская область), в пределах Юго-Западного Приморья (Дальний Восток) — Южно-Синегорская впадина.

Южно-Синегорская впадина по ряду признаков считается древней импактной структурой. В слагающих ее породах обнаружены, кроме металлических микросферул и микрочастиц, типичные минералы импактного происхождения (микроалмазы, муассанит, Ni-шпинель). Это позволило высказать предположения о внеземном происхождении этих минеральных фаз [6].

Действительно, металлические микросферулы часто встречаются в метеоритных кратерах и рядом с ними в современных и древних породах. Их происхождение объясняют процессом абляции метеоритов при прохождении через слои атмосферы и разбрызгиванием вещества в атмосфере в виде мельчайших капель. Иногда механизм их образования объясняют конденсацией газа или затвердеванием расплава метеоритного вещества при ударе метеорита о Землю. Возможный механизм происхождения микросферул — это поглощение атмосферных аэрозолей жидкими средами, например, морской водой с последующей агломерацией [11].

В кварц-карбонатных жилах встречены шаровидные или лепешковидные микровключения размером 10—200 мкм (А.Г.Миронов, 2008), центральные части которых выполнены чистым железом, по периферии — вюстит и сложные окислы Fe скорлуповатой формы. На границе ядра и оболочки иногда встречаются микрочастицы медистого золота.

Однако, проблема происхождения этих оригинальных минеральных образований до сих пор остается не решенной. Так в работе [6] отмечено, что считать все подобные микрочастицы маркерами только космического происхождения не всегда оправдано, с этим нельзя не согласиться.

Существует другая точка зрения, связывающая образование микросферул, с кавитационными явлениями в процессе магматического и гидротермального минералообразования [1, 9]. Объясняется этот процесс «вскипанием» неравновесной магмы по механизму кавитации в результате быстрых газотранспортных реакций при прохождении высокотемпературных восстановительных флюидов.

На данном этапе изученности генезиса специфических по составу и форме металлических наноминеральных фаз затруднительно разделить в природных объектах частицы космического и эндогенного происхождения. Кроме того не исключено, что подобные образования могут возникать при техногенных процессах, прежде всего металлургических.

При комплексном исследовании в ФГУП «ВИМС» вещественного состава оксидных железомарганцевых руд дна Мирового океана (конкреций и рудных

корок) постоянно встречались шаровидные железо-никелевые минеральные фазы, диагностированные в основном, как камасит и тенит.

Камасит (α -железо) устойчив при низких температурах и характеризуется низким содержанием никеля 6—9%. При нагревании камасита может произойти распад твердого раствора и из первичного α -железа выделяются небольшие пластинки обогащенного никелем α -железа.

Тэнит (β -никель-железо) отличается высоким содержанием никеля (24—48%) и является высокотемпературной модификацией, но если содержание никеля превышает 27%, тэнит становится устойчивым и при низких температурах.

При средних температурах обе фазы α и β устойчивы и могут существовать совместно.

На рис. 1 представлены фрагменты конкреций, отобранных в провинции Кларион-Клиппертон (Тихий океан). В теле конкреций отчетливо видны округлые зерна «космических шариков», соответствующие составу Ni-Fe-Cr и Fe-Ni.

В изученных в ФГУП «ВИМС» образцах железомарганцевых конкреций обнаружены камаситы с содержанием (в %): Fe 82,30—84,85 и Ni 12,08—13,07 при Co 0,95—1,13 и Cr 2,72—2,91 и тэниты (см. рис. 2, А—В), существенно никельсодержащие, где Ni 43,43—47,28, при Fe 24,54—25,01. Для тэнитов характерно присутствие (в %): Co 2,34—4,90; Mo 1,69—3,86 и W до 3,99—4,28. Характерно также присутствие Cr 12,0—16,83%. Содержание Mn не превышает 4,10%.

В кобальтоносных железомарганцевых корках, отобранных на гайотах Магеллановых гор во время рейсов НИС «Геленджик» по данным электронной микроскопии во ФГУП «ВИМС» установлены как сферулы с преимущественным содержанием железа, так и железо-никелистые сферулы (см. рис. 2, Г).

При сопоставлении «космических шариков» океанических руд с аналогичными образованиями в составе лунного грунта [10] было отмечено, что «космические» микросферулы камасита и тэнита присутствуют в лунных порфириновых базальтах в виде включений в оливине, обогащенном фаялитовой составляющей. Круглые каплевидные микросферулы до 1 мм или их локальные скопления выполняют интерстиции между силикатами. Особенности распределения в порфириновом базальте фенокристаллов оливина и возникающие в оливине пластинки распада, представленные самородным железом хорошо видны на рис. 3, А—Б.

Формы выделения железа представлены на рис. 3, В, где рассеянная вкрапленность самородного железа сегрегируется в скопления неправильной формы в поздней минеральной ассоциации базальтов. В брекчированном лунном базальте присутствуют обильные округленные капли камасита (см. рис. 3, Г). Иногда выделения камасита обрамляются «гётитовой» каймой.

Часто встречаются в лунных базальтах зерна сложного состава, состоящего из камасита-тэнита, когенита, шрейберзита и троилита (см. рис. 3, Д).

Следует обратить внимание на широкое развитие шпинелей в составе лунного грунта. Для оксидных океанических руд также характерно присутствие шпинелей состава: AB_2O_4 , где А — Mg^2 , Fe^2 , Mn^2 , Zn^2 , а В — Al^3 , Fe^3 , Cr^3 , V^3 , Ti^4 .

Шпинель обнаружена в океанических рудах повсеместно в плотных оолитах, сложенных тонкодисперсным вернадитом и агрегатом шпинели. В массе тесного срастания асболана и бузерита встречаются округлые зерна Mn-шпинели. Тонкая присыпка шпинели размещается по краям оолитов, сложенных плохо раскристаллизованным вернадитом, или пластинок тодорокита. При распаде Fe-вернадита образуется шпинель и манганозит. Шпинель встречается на мелких чешуйках гюролита в виде сыпи, а также в срастаниях с алюмосиликатами. Наблюдалось возникновение шпинельной фазы из ферригидрита.

Шпинель диагностировалась по четким точечно-кольцевым микродифракционным картинам в срастаниях с вернадитом (рис. 4).

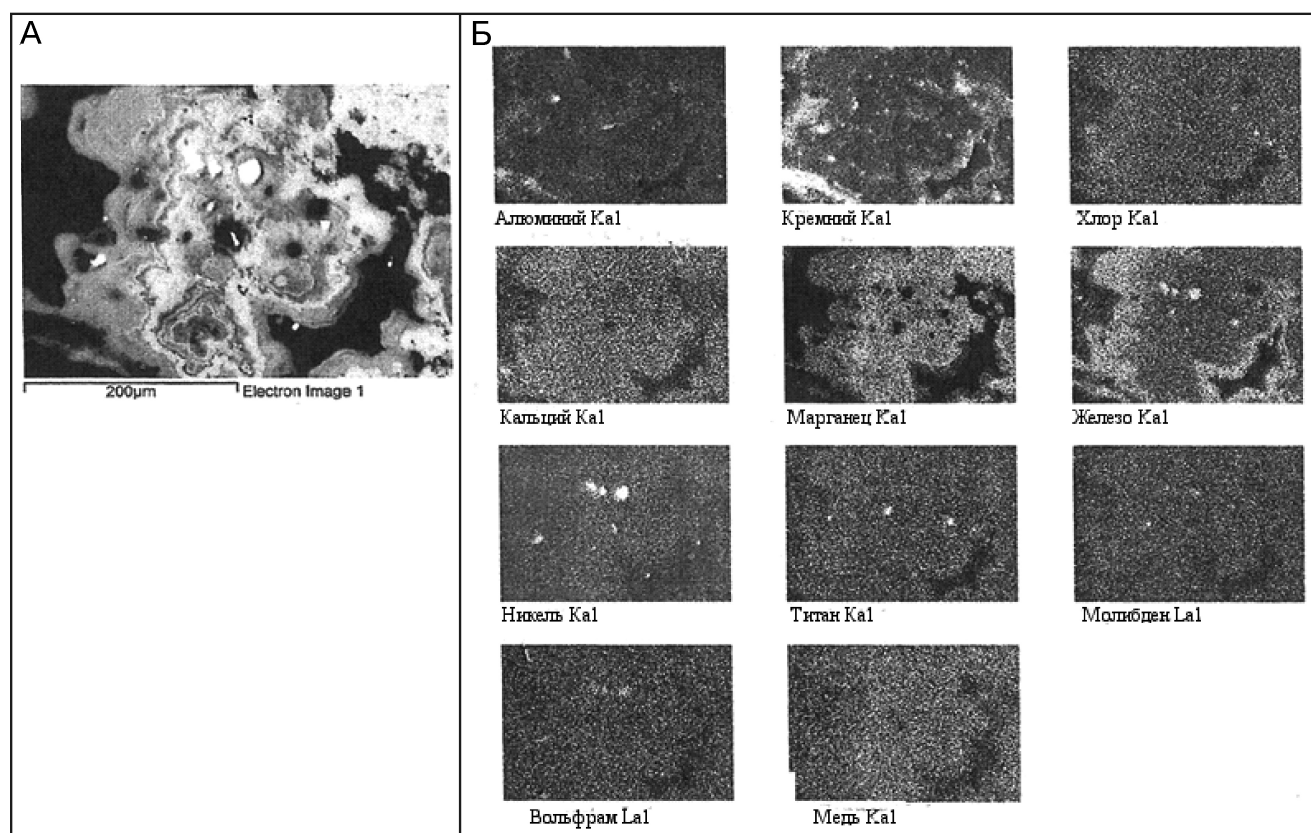
К сожалению, минералы группы шпинели в оксидных марганцевых рудах океанического дна на сегодня не изучены с должным вниманием. Детальное изучение состава шпинелей и сопоставление особенностей их состава с особенностями состава шпинелей лунного грунта также могут пролить свет на межпланетарные особенности пороодо- и рудообразования.

Таким образом, проведенный сравнительный анализ обнаруженных в образцах лунного грунта и океанических оксидных рудах минералов показывает некоторую аналогию именно в тех двух группах парагенетических ассоциаций, на которые указывали авторы [4]. В тоже время, необходимо отметить, что исследование «экзотических» минеральных ассоциаций железомарганцевых руд Мирового океана до сих пор не имело системы, а носило скорее случайный характер. Отсутствуют данные о количестве подобных минеральных образований, об их распределении в слоистой структуре руд океана, размерностях, сопутствующих минералах. Дальнейшее более подробное изучение этих минеральных ассоциаций одновременно с особенностями океанических базальтов может способствовать решению многих генетических проблем океанического рудообразования.

Скорее всего, присутствующие в железомарганцевых рудах, так называемые «космические» сферулы камасита и тэнита являются также следствием преобразования базальтов океанической коры, что, учитывая данные изучения лунного грунта, представляет собой, по-видимому, общепланетарное (общекосмическое?) явление.

Авторы выражают благодарность гл. науч. сотр. отдела уранового сырья, д-ру геол.-минер. наук В.Т.Дубинчуку за выполнение электронномикроско-

I



II

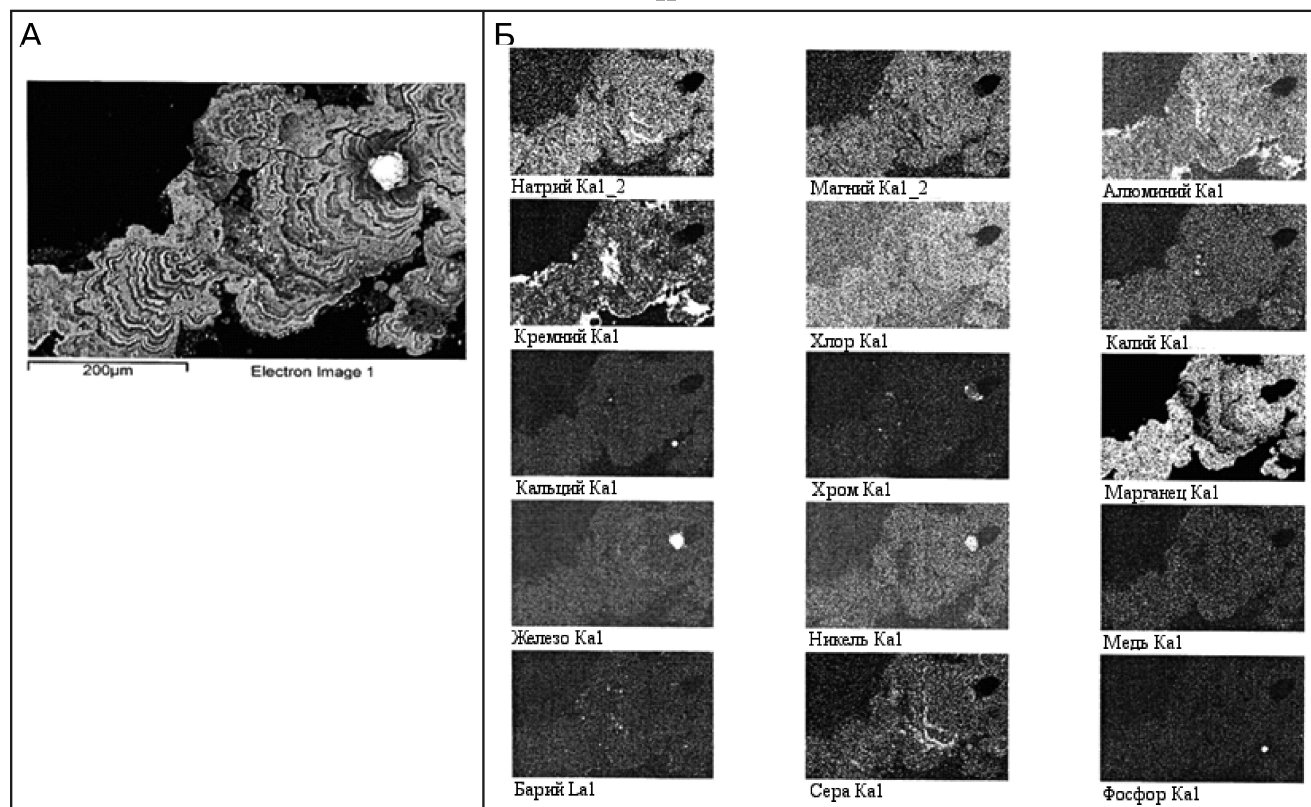


Рис. 1. Фрагменты железомарганцевых конкреций с включениями округлых зерен «космических шариков»:

— микросферула Fe-Ni, электроннозондовый микрорентгеноспектральный анализ, ув.270; — микросферула (Ni-Fe-Cr), электроннозондовый микрорентгеноспектральный анализ, ув.300; изображения: А — в обратно-рассеянных электронах, Б — элементов в рентгено-характеристическом излучении

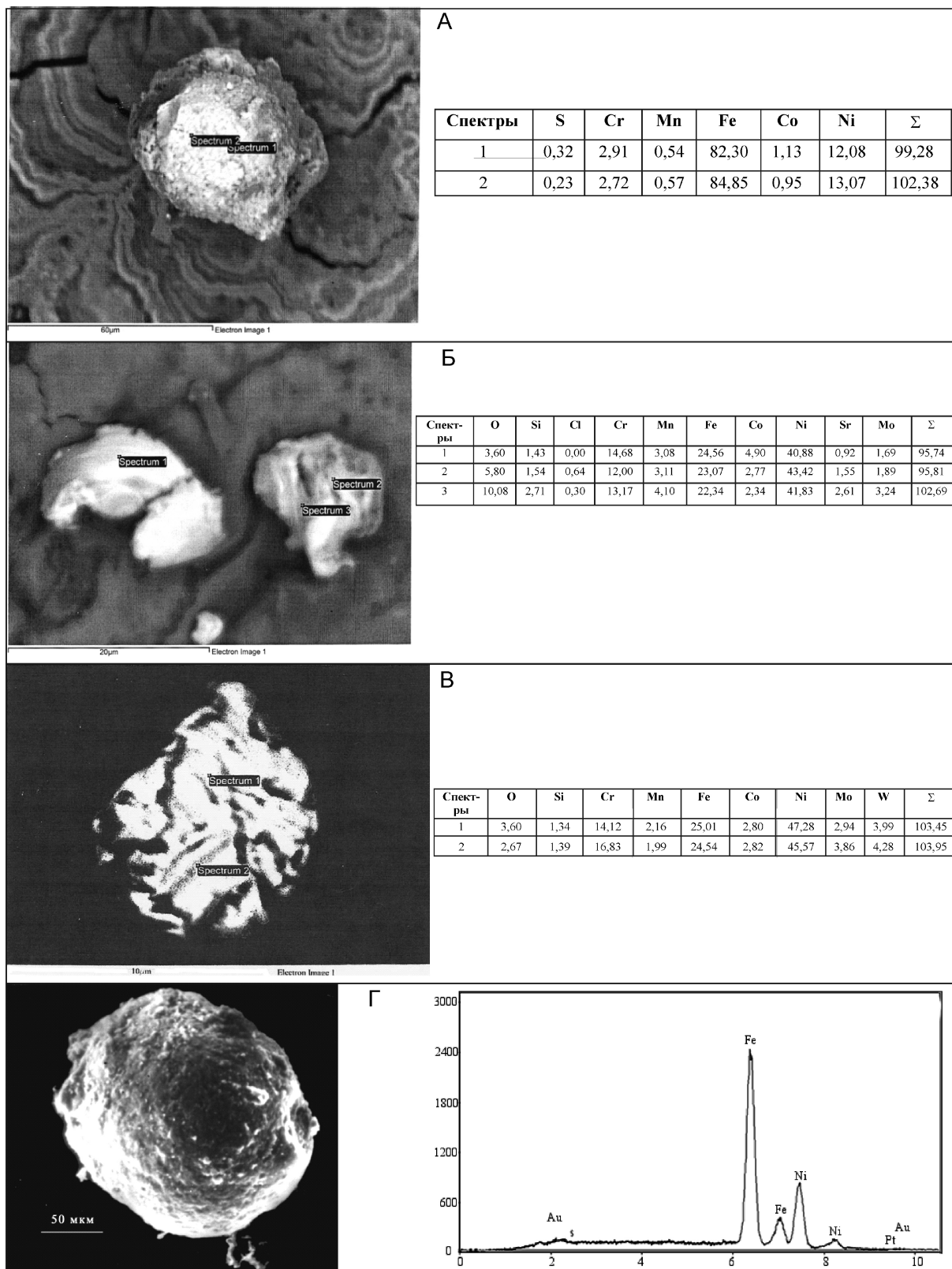
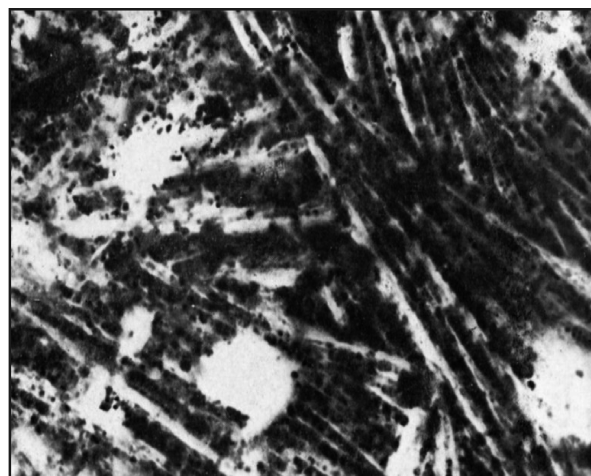


Рис. 2. Камаситы и тэниты в железомарганцевых рудах Тихого океана:

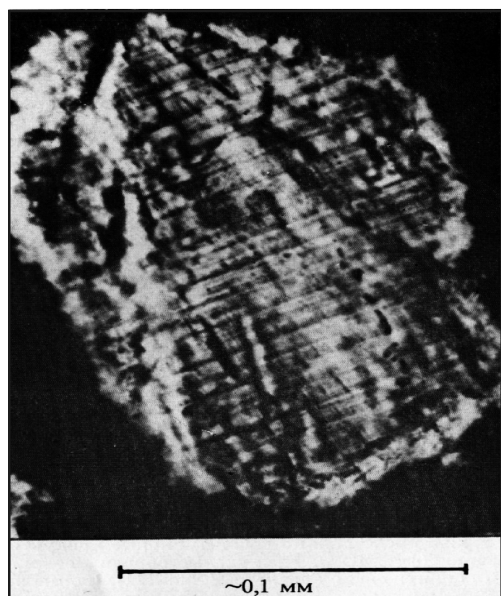
А — округлые выделения камасита в железомарганцевых конкрециях, электроннозондовый микроанализ, ув.300, изображение в обратно-рассеянных электронах; Б — «космические шарики» (Ni, Fe, Cr) в железомарганцевой конкреции, электроннозондовый микроанализ, ув.300, изображение в обратно-рассеянных электронах; В — округлые выделения тэнита в железомарганцевых конкрециях, электроннозондовый микроанализ, ув.300, изображение в обратно-рассеянных электронах и химический состав; Г — «космический шарик» камаситового состава, обнаруженный в железомарганцевых корках Тихого океана; растровая электронная микроскопия (РЭМ), ув.900; все результаты приведены в массовых долях (%)



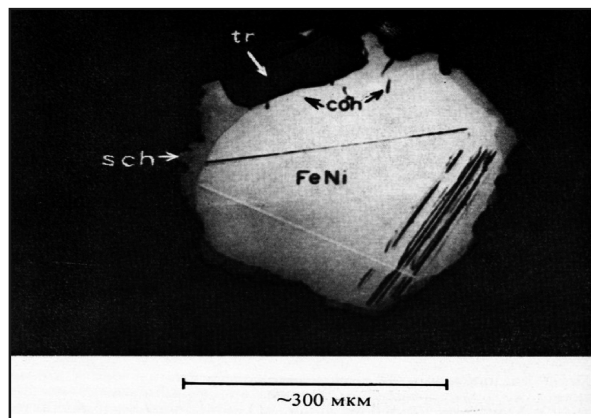
А



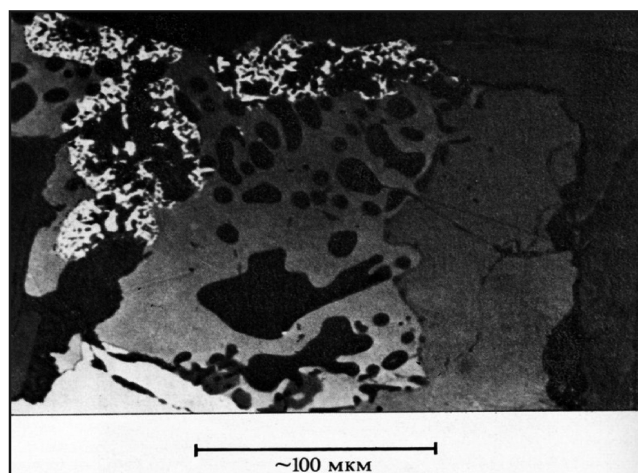
Г



Б



Д



В

Рис. 3. Металлические фазы в образцах лунного грунта [10]:

А — фенокристаллы оливины (светло-серые) и плагиоклаза (удлинено-серые) в лунном порфировом оливиновом базальте; Б — пластинки распада в оливине, представленные самородным железом; В — губчатая структура самородного железа (светлое), тридимита и вулканического стекла, образовавшихся в результате распада фаялита (светло-серое) в лунном грунте; Г — обильные округлые капли камасита (белое) в шлифе базальтовой брекчии лунного грунта; Д — металлическое зерно Fe-Ni состава с когенитом (coh), штрейберзитом (sch) и троилитом (tr) из лунного грунта

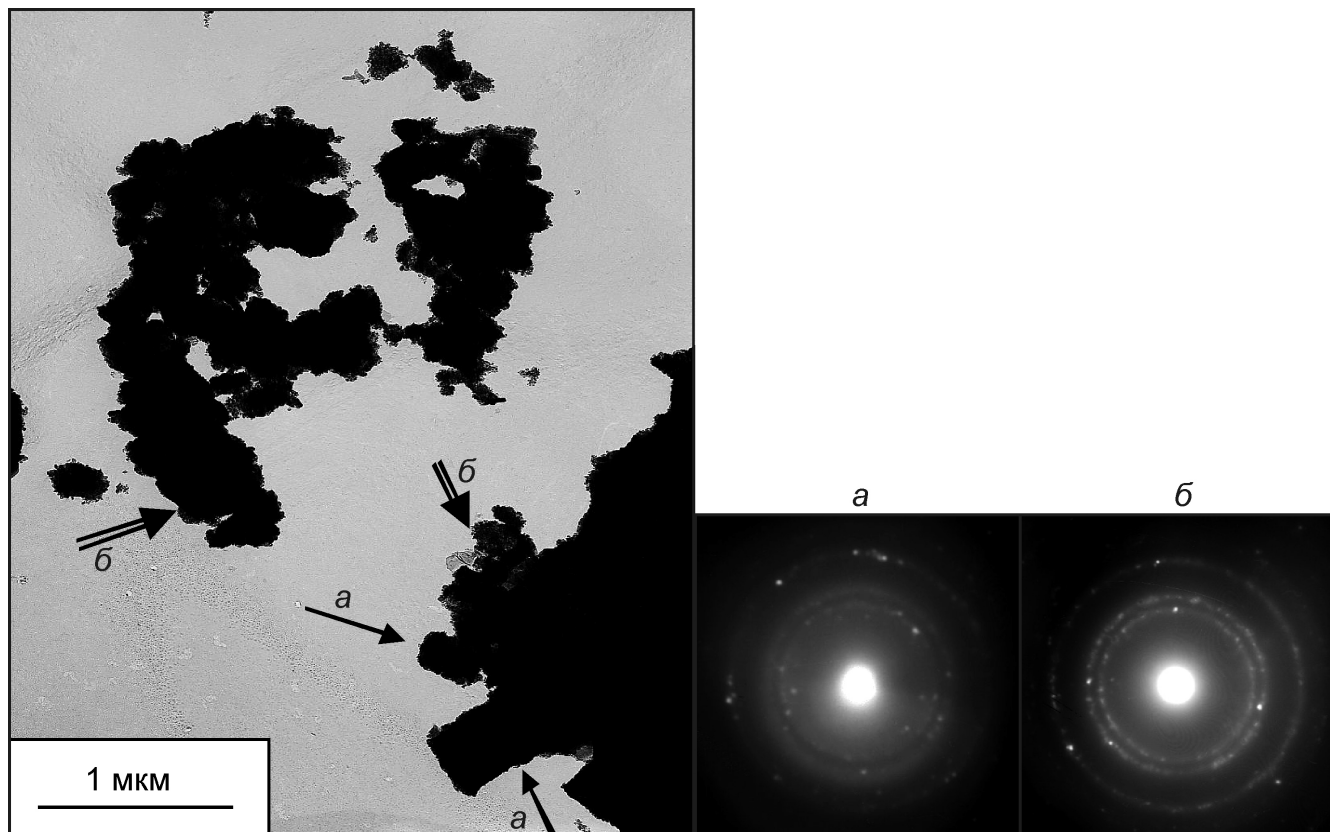


Рис. 4. Скопление фрагментов железомарганцевой рудной корки, состоящих из многокомпонентной (Mn, Fe, Co, Ni) шпинельной фазы (а) и вернадита с примесью шпинельной фазы (б)

пических исследований и вед. науч. сотр. отдела минералогии, канд. геол.-минер. наук Н.И.Чистяковой за выполнение электроннозондового микрорентгеноспектрального анализа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адушкин В.В., Андреев С.Н., Попель С.И. Кавитационный механизм формирования нано- и микрочастиц минералов в рудных месторождениях // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 5. С. 363—370.
2. Андреев С.И. Металлогения железомарганцевых образований Тихого океана. —С-Пб: Недра, 1994.
3. Андреев С.И., Старицына Г.Н., Аникеева Л.И. Металлогеническая зональность Мирового океана. —С-Пб: ВНИИОкеангеология, 1997.
4. Аникеева Л.И., Андреев С.И., Казакова В.Е. и др. Кобальтбогатые руды Мирового океана. —С-Пб: ВНИИОкеангеология, 2002.
5. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. Биоморфные ультрамикроскопические структуры в пелагических железомарганцевых конкрециях // Океанология. 1983. Т. XXIII. Вып. 6. С. 997—1000.
6. Бретштейн Ю.С., Цельмович В.А. Особенности магнитных минералов палеозойских вулканитов Дальнего Востока // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород / Мат-лы междунар. семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. —С-Пб, 2010. С. 29—36.
7. Краснов С.Г., Черкашев Г.А., Айнемер А.И. и др. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. —С-Пб: Недра, 1992.
8. Миронов А.Г., Жмодик С.М., Крылова Т.Л., Карманов Н.С. Золотоуранинитовая ассоциация с самородным железом в кварц-карбонатных жилах в Северном Забайкалье // Рудогенез. Мат-лы междунар. конф. —Миасс—Екатеринбург, 2008.
9. Новгородова М.И., Андреев С.Н., Самохин А.А., Гамянин Г.Н. Кавитационные эффекты в образовании минеральных микросферул в гидротермальных растворах // Докл. РАН. 2003. Т. 389. С. 669—671.
10. Фрондел Дж. Минералогия Луны. —М.: Изд-во «Мир», 1978.
11. Цельмович В.А., Бретштейн Ю.С. О возможном импактном событии, записанном в вулканических породах Южно-Синегорской Дивы / Минералы: строение, свойства, методы исследования. Мат-лы II всерос. молодежной науч. конф. —Екатеринбург—Миасс, 2010. С. 354—356.
12. Цельмович В.А., Корчагин О.А., Некрасов А.Н., Старченко С.В. Диагностика происхождения магнитных микросфер // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород / Мат-лы междунар. семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. —С-Пб, 2010. С. 227—233.
13. Kozakevitch A. Presence de spherules cosmiques ferromagnétiques à platinoïdes dans un encroûtement polymétallique sous-marin de Tuamotu (Polynésie française) // C/R/ Acad. Sci. Paris, Ser. II. 1987. Vol. 305. №2. Pp. 105—108.

Япономорская зона перехода континент—океан: петромагнитная характеристика и золотоносность геологических структур

Н.П.РОМАНОВСКИЙ, В.Г.ГУРОВИЧ, Е.Г.ИВОЛГА (Институт тектоники и геофизики им.Ю.А.Косыгина (ИТиГ) ДВО РАН; 680000, г.Хабаровск, ул.Ким Ю Чена, д.65)

При детальном картировании Япономорской зоны выделены крупнообъемные петромагнитные неоднородности земной коры. Показана четкая корреляция золоторудных месторождений с неоднородностями высокой интенсивности.

Ключевые слова: петромагнитные неоднородности, магнитная восприимчивость, золоторудные месторождения, результаты корреляции.

Романовский Николай Петрович, itig@itig.as.khb.ru

Гурович Венера Гареевна, itig@itig.as.khb.ru

Иволга Екатерина Григорьевна, ivolga@itig.as.khb.ru

The Japan Sea continent—ocean transition zone: petromagnetic characteristic and gold potential of the geologic structures

N.P.ROMANOVSKY, V.G.GUROVICH, E.G.IVOLGA

A detail mapping of the Japan Sea zone allowed discrimination of large-scale petromagnetic inhomogeneities of the crust. It is shown a clear correlation between the gold ore deposits and inhomogeneities of high intensity.

Key words: petromagnetic inhomogeneities, magnetic susceptibility, gold ore deposits, correlation results.

Континентальная часть Япономорской зоны перехода континент—океан от мыса Поворотный на юге до мыса Александра на севере охватывает геологические структуры Тихоокеанского тектонического пояса — Сихотэ-Алинский позднемезозойский орогенный (САОП) и Восточно-Сихотэ-Алинский позднемеловой-палеогеновый вулканический (ВСАП) пояса [10].

В рассматриваемом аспекте особый интерес представляет северная часть Япономорской зоны, контролирующая область сочленения Северо-Сихотэ-Алинской и Северо-Сахалинской структур (рис. 1). При сопоставлении гравиметрической и петроплотностной карт [11] здесь было установлено соотношение $\max g - \min g$, что объяснялось низкоплотным осадочно-вулканогенным чехлом мезозоя—кайнозоя при наличии высокоплотных пород докембрийско-палеозойского фундамента в пределах так называемого Тахтинского массива [3, 11], контролирующего многочисленные проявления золоторудной минерализации [2, 7].

Профильными работами магнитотеллурического зондирования (МТЗ) в пределах Тахтинского массива или так называемой «уникальной Нижне-Амурской структуры» [3] выделен блок резко дифференцированной по электрическим сопротивлениям литосферы, что позволяет предположить наличие глубинной структуры плюмового типа, способной продуцировать рудоносные флюиды.

По материалам работ [1, 2, 4, 13] на площади Нижне-Амурской структуры можно выделить порядка 20 месторождений и около 250 рудопроявлений золотой

минерализации (см. рис. 1, Б). Золотое оруденение относится преимущественно к золотосеребряной формации, подчиненное значение имеют проявления золотосульфидной и золотокварцевой формаций. Металлогению региона определяют позднемеловой, раннепалеогеновый и эоцен-миоценовый интрузивный и вулканоплутонический магматизм. Обычно при металлогенических исследованиях выделяются рудно-магматические системы, в которых оруденение тесно увязывается с конкретными геологическими телами [4, 5]. Л.В.Эйриш [13] полагает, что к золоторудным месторождениям такой подход применим лишь частично, так как во многих случаях оруденение не обнаруживает прямой или даже опосредованной связи с магматизмом. Следовательно, необходим интегрированный показатель, который учитывал бы все многообразие факторов, характеризующих среду генерации рудоносных флюидов, условия их транспортировки, вещественный состав структур локализации и их последующей тектономагматической переработки. В связи с этими процессами происходит формирование не только локальных геологических тел, но и крупно объемных ареалов золотоносности, представленных не только оруденением и околорудно измененными породами, но и всем комплексом рудогенерирующих и рудовмещающих структур, обладающих определенными геологическими и петрофизическими признаками. Среди последних при изучении и прогнозной оценке золотоносных структур достаточно успешно могут использоваться петромагнитные данные [5, 6, 9, 10].

Цель настоящей работы: проведение детального специализированного петромагнитного районирования Нижне-Амурской структуры; выявление закономерностей размещения золоторудных проявлений относительно петромагнитных неоднородностей для Нижне-Амурской структуры и оценка возможностей их использования для всей Япономорской зоны перехода континент—океан.

Методика исследований. Для площади Япономорской зоны рассматривается петромагнитная и рудная характеристики восточной части САОП и всего вулканоплутонического пояса ВСАВП. Петромагнитная характеристика приводится по материалам работ [9—12], сведения о золотоносности с учетом данных источников [1, 2, 4, 6, 13], для представления о глубинном строении региона в необходимых случаях привлечены основные положения работ [3, 10, 11].

В качестве основы петромагнитной характеристики структур Япономорской зоны (см. рис. 1) использованы материалы справочников [9, 12] и фрагмент петромагнитной карты области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского орогенных поясов масштаба 1: 5 000 000 [7]. Для области сочленения Северо-Сихотэ-Алинской и Северо-Сахалинской частей Япономорской зоны или так называемой Нижне-Амурской аномальной области привлечена существенно новая информация — результаты детальных петромагнитных исследований 96 тысяч образцов горных пород, обеспечивающие представление карты масштаба 1: 500 000 (см. рис. 1, Б), существенно уточняющей предыдущую (см. рис. 1, А) петромагнитную характеристику региона. При определении петромагнитных характеристик вначале формировались выборки значений χ для каждой литолого-петрографической разности пород. Исходя из их представительности, определялись осредненные значения магнитной восприимчивости породных комплексов, слагающих конкретные структурные элементы.

Особенностью обеих названных карт является то, что они построены на формализованной основе. За элементарную ячейку первой из них был принят лист топографической карты масштаба 1: 100 000, второй карты — масштаба 1: 25 000. Таким образом, степень их детальности определяется соотношением 1:16. Методика обработки исходных данных и составления подобных карт детально описана в работах [10, 11]. Для удобства их сопоставления приняты близкие значения сечений изолиний магнитной восприимчивости.

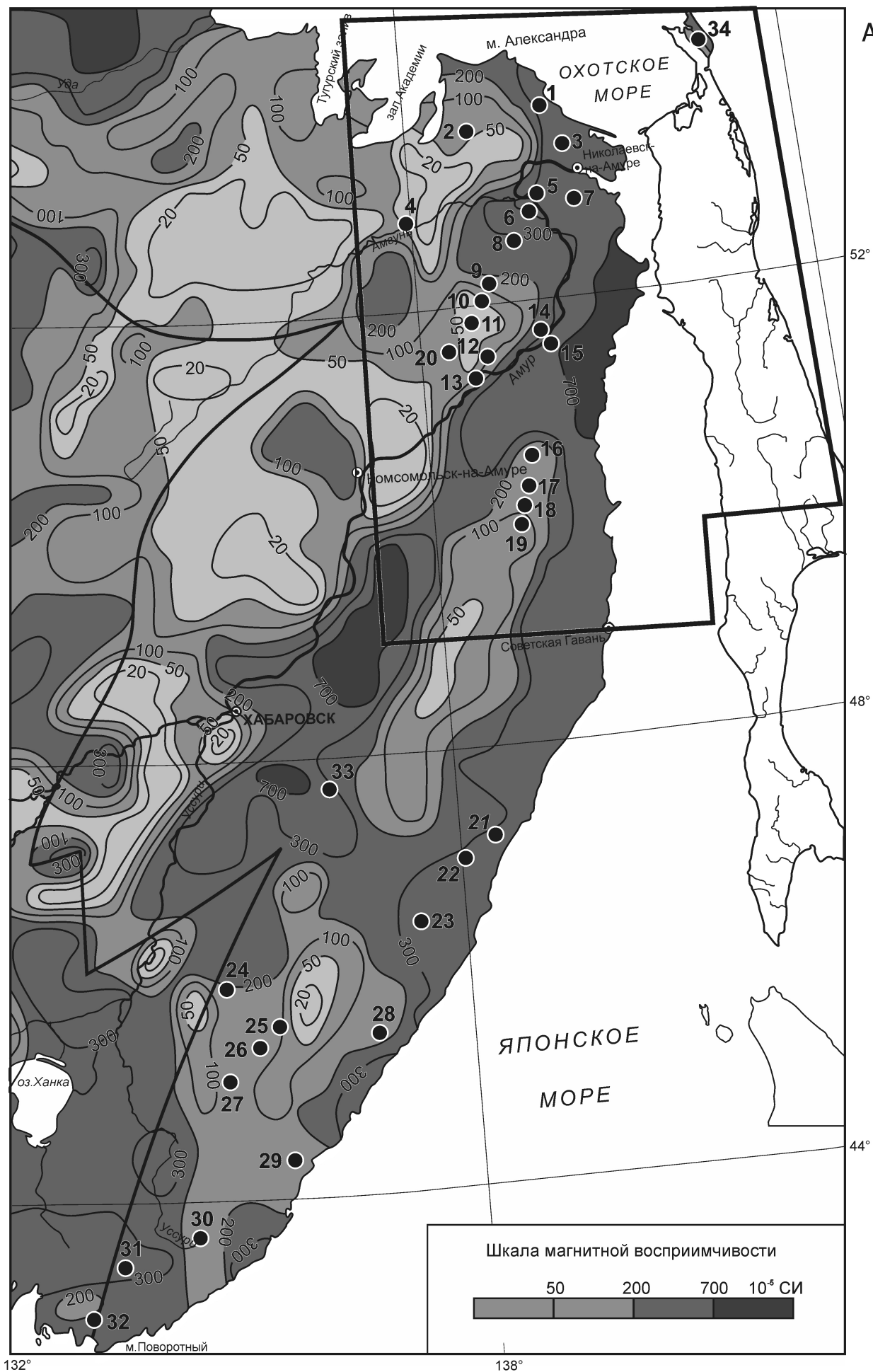
Из большего числа металлогенических характеристик для Япономорской зоны в целом и ее северной части учитывалась только степень проявленности рудной золотоносности на дневной поверхности. На рис. 1 показано положение золоторудных месторождений и рудопроявлений по работам [1, 2, 4, 8, 13].

Результаты исследований. В пределах Нижне-Амурской структуры (см. рис. 1, Б) наиболее древние юрские песчано-сланцевые, кремнисто-глинистые, яшмовидные с редкими прослоями базальтоидов отложения Ульбанской структурно-формационной зоны (СФЗ) Амуро-Охотской складчатой системы [2] отличаются низкой средней магнитной восприимчивостью ($10\text{—}24$) 10^{-5} СИ. Юрско-меловые осадочные образования Баджало-Горинской и Западно-Сихотэ-Алинской СФЗ Сихотэ-Алинской складчатой системы имеют, как правило, песчано-алевролитоглинисто-сланцевый состав и характеризуются еще более низкими средними значениями χ (менее 10 10^{-5} СИ). Только в редких случаях прослои базальтоидов могут создавать аномалии магнитной восприимчивости интенсивностью до первых сотен единиц СИ [7, 11]. Мезозойские осадочные образования Лужкинской, Тумнинской, Приамурской, Самаргинской структурно-формационных зон в центре и на юге Сихотэ-Алинского позднемезозойского орогенного пояса [9, 10] в вещественном и петромагнитном отношении аналогичны описанным выше породным комплексам Нижне-Амурской структуры [2].

В пределах Нижне-Амурского и Северо-Сихотэ-Алинского вулканоплутонических ареалов Сихотэ-Алинской складчатой системы [2], Амгу-Кавалеровского, Самаргино-Совгаванского и Нижне-Амурского ареалов ВСАВП [10] разрез лежащих над осадочным фундаментом вулканогенных толщ позднего мела—палеогена характеризуется сложным чередованием лавовых и туфогенных пород средне-основного и кислого составов. Средние значения магнитной восприимчивости пород в направлении повышения их основности изменяются в пределах ($70\text{—}450$) ($660\text{—}1240$) 10^{-5} СИ [2, 9, 12].

Вышележащий маломихайловский палеогеновый комплекс риолит-дацитового состава, характеризующийся средними значениями χ 240 10^{-5} СИ, подстилает отложения олигоценового колчанского (χ 285 10^{-5} СИ) и миоценового кизинского (χ 760 10^{-5} СИ) комплексов. Венчают разрез ВСАВП четвертичные покровы совгаванских базальтоидов (χ 805 10^{-5} СИ). Для большинства свит значения магнитной восприимчивости экструзивных фаций по отношению к лавовым повышены.

Важное значение при изучении особенностей глубинного строения и металлогении имеют петрофизические характеристики интрузивных магматических комплексов. В пределах рассматриваемого региона достаточно широко проявлены образования поздне-мелового нижеамурского, палеоценового верхнеу-доминского и эоценового прибрежного комплексов гранитоидного состава [2, 4, 9]. Для каждого из них определены средние значения χ , характеризующие породные ассоциации трех фаз их развития. Первая (габбро-норитовая) отличается средними значениями χ $1500\text{—}3080$ для габброидов и $720\text{—}1520$ для



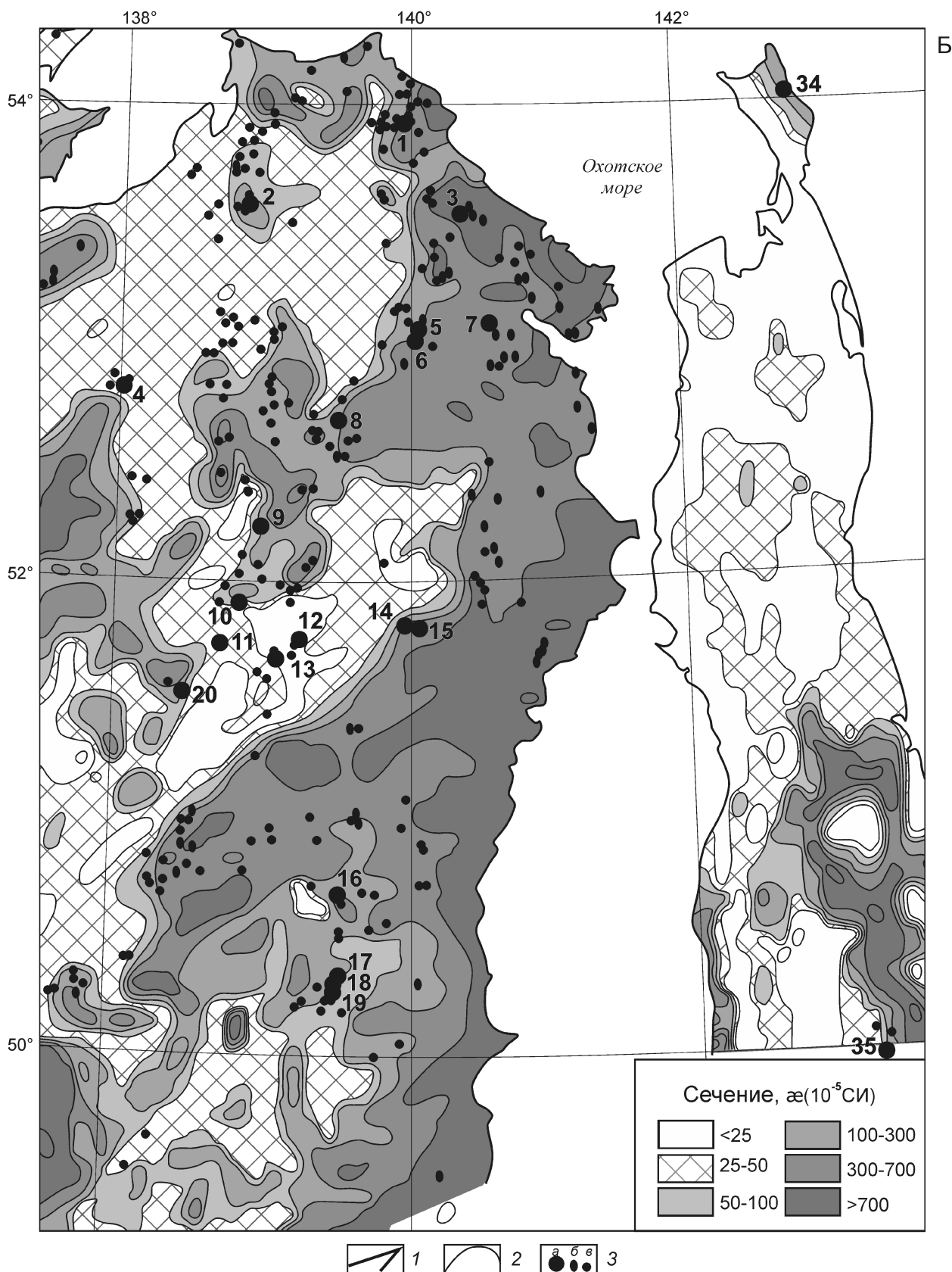


Рис. 1. Петромагнитные карты Япономорской зоны перехода континент—океан (А), с использованием данных работы [7] и выделенной области (контур) сочленения Северо-Сихотэ-Алинской и Северо-Сахалинской структур (Б), составители В.Г.Гурович, Н.П.Романовский:

1 — западная граница Тихоокеанского тектонического пояса [10]; 2 — изолинии магнитной восприимчивости, $\times 10^{-5}$ СИ; 3 — золоторудные месторождения (а) и рудопроявления (б) золото кварцевой и золотосеребряной (в) рудных формаций с использованием данных работ [2, 4, 13], см. таблицу

диоритов, вторая (гранодиоритовая) $\approx 715\text{—}1145$, третья (гранит-лейкогранитовая) $\approx (290\text{—}530) 10^5$ СИ [2]. Гранитоидные фации этих комплексов также, как аналогичные мезозойско-кайнозойские магматические образования Тихоокеанского рудного пояса в целом, являются главными носителями эндогенного оруденения.

В результате многолетних работ ряда авторских коллективов при совместном анализе петрофизических, петрохимических, минералогических и металлогенических характеристик среди гранитоидов Тихоокеанского рудного пояса были выделены следующие три группы [5, 6]:

слабо магнитные ($\approx 100 10^5$ СИ) ильменитовой серии с коэффициентом окисленности железа $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} \approx 0,3$; преобладанием окиси калия над окисью натрия, специализированные на литофильное оруденение (преимущественно Sn и W);

магнитные ($\approx 300 10^5$ СИ) магнетитовой серии с содержанием магнетита $0,1\%$; коэффициентом окисленности железа $0,3$; доминантой окиси натрия над окисью калия, специализированные на халькофильное оруденение (преимущественно Au, Ag, Cu, Mo, Pb, Zn);

промежуточной группы ($\approx (100\text{—}300) 10^5$ СИ) с неустойчивыми петрохимическими и металлогеническими показателями, специализированные как на литофильное, так и на халькофильное оруденения, но проявляющееся только в определенных формационных сочетаниях (например золотокварцевая формация).

При анализе петромагнитной характеристики Япономорской зоны перехода следует считать, что магнитные гранитоиды и их вулканогенные аналоги, как правило, могут продуцировать золотосеребряное и золотосульфидное оруденения, магматические образования промежуточной группы — в ряде случаев проявления золотокварцевой формации. Сформированные подобным образом характеристики геологических комплексов позволили перейти к анализу петромагнитных карт и выделению петромагнитных неоднородностей с оценкой степени их золотоносности.

1. Область сочленения Северо-Сихотэ-Алинской и Северо-Сахалинской структур представлена двумя контрастными группами петромагнитных неоднородностей (см. рис. 1, Б). Первая группа фиксирует области развития слабомагнитных ($\approx 50 10^5$ СИ) геологических образований на левобережье р.Амур в пределах Горинской и Приамурской структурно-формационных зон, слабо диагенезированных отложений Чля-Орельской и Удиль-Кизинской рифтогенных континентальных впадин Северного Сихотэ-Алиня и палеоген-неогенового чехла на Северном Сахалине. Вторая группа петромагнитных неоднородностей при значениях $\approx$ от $(50\text{—}100) 10^5$ до $(300\text{—}700) 10^5$ СИ и более характерна главным образом для восточной и юго-восточной частей Север-

ного Сихотэ-Алиня (правобережье р.Амур) и для территории Сахалина южнее 51° с.ш.

Из 20 месторождений золота на этой территории подавляющее большинство располагается в пределах петромагнитных аномалий второй группы: 80% в аномалиях с $\approx 50 10^5$ СИ и 60% с $\approx 100 10^5$ СИ (см. таблицу и рис. 1, Б). Подобная статистика характерна и для $80\text{—}85\%$ из 246 рудопроявлений золотой минерализации. Следует иметь в виду, что наиболее значимые по интенсивности петромагнитные неоднородности с $\approx 700 10^5$ СИ, как правило, соответствуют полям развития неоген-четвертичных покровов андезито-базальтов и не могут рассматриваться в качестве рудоперспективных площадей: в их пределах известны только единичные золоторудные проявления (см. рис. 1, Б).

2. В пределах южной части Япономорской зоны перехода континент—океан геологические образования САОП и ВСАВП так же как и на Северном Сихотэ-Алине представлены существенно различающимися по петромагнитным характеристикам структурными элементами. Контрастность картины распределения петромагнитных неоднородностей усиливается наличием узкой, северо-восточного простирания полосы высоких значений $\approx$ (см. рис. 1), обусловленных магматическими образованиями Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [6, 10]. На этой территории известно [4, 7, 13] более 10 золоторудных месторождений и около 70 рудопроявлений. Практически все они коррелируются с аномалиями повышенных и высоких значений магнитной восприимчивости (см. таблицу).

3. Петромагнитное поле Северного Сахалина по широте 51° с.ш. по уровню значений $\approx 50 10^5$ СИ четко разделено на область развития низко магнитных ($50 10^5$ СИ) отложений кайнозойского чехла и более южную часть, где на уровень эрозионного среза выведены более высокомагнитные образования палеозойско-мезозойского фундамента (см. рис. 1, Б). Известные на этой территории золоторудные месторождения коррелируются с петромагнитными неоднородностями повышенных значений $\approx$ (см. таблицу).

Рассматривая петромагнитную карту, можно отметить следующее. По морфологии, уровню интенсивности и степени дифференциации петромагнитная карта территории континента делится Амурским разломом на два блока: северный с меньшей интенсивностью и большей структурированностью и южный с большей интенсивностью и меньшей структурированностью, что в целом отражает степень насыщенности блоков магматическими продуктами (рис. 2). Для Северного блока характерна меньшая насыщенность магматическими продуктами, но на фоне немагнитных пород, они создают более контрастные аномалии. В южном блоке, где насыщенность магматическими продуктами выше, общий фон намагниченности также выше и петромагнитные аномалии менее

Золоторудные месторождения Япономорской зоны перехода континент—океан

Месторождения	Рудный район	Характеристика оруденения		Интенсивность æ (10 ⁵ СИ)
		Возраст	Рудно-формацион- ный тип	
I. Область сочленения Северо-Сихотэ-Алинской и Северо-Сахалинской структур				
1. Многовершинное	Улский	K ₂	Au(Ag)	350
2. Турчик	Мухтельский		Au	150
3. Белая Гора	Николаевский	K ₂ —P	Au(Ag)	700
4. Албазино	Октябрьский	K ₂	Au	40
5. Дыльма-2	Николаевский	K ₂ —P	Au(Ag)	300
6. Дыльменское				320
7. Бухтянка				350
8. Октябрьское	Октябрьский	K ₂	Au	170
9. Покрово-Троицкое	Агние-Афанасьевский			180
10. Боринское				90
11. Агние-Афанасьевское				45
12. Дяппе				20
13. Мартемьяновское				30
14. Ржавое		Кизинский	K ₂ —P	Au(Ag)
15. Холанское	320			
16. Зимовьевское	Тумнинский	K ₂	Au	110
17. Джегдаг				110
18. Молодежное				130
19. Оемку				100
20. Учаминское	Агние-Афанасьевский			85
II. Япономорская зона — южная часть				
21. Ягодное	Самаргино-Кузнецовский	K ₂ —P	Au(Ag)	320
22. Приморское				340
23. Салют				360
24. Незаметное	Малиновский	K ₂	Au	190
25. Глухое	Благодатный	K ₂ —P		90
26. Благодатное				150
27. Намовское	Малиновский	K ₂		130
28. Таежное	Кемский	K ₂ —P	Au(Ag)	180
29. Майское	Майский			150
30. Союзное	Ольгинский			170
31. Криничное	Аскольдовский	K ₂	Au	330
32. Прогресс	Находкинский			260
33. Дурминское	Дурминский			Au(Ag)
III. Северный Сахалин				
34. Левенштерновское	Северо-Шмидтовский	K ₂	Au	130
35. Рукосуевское	Лангерийский	K ₂ —P	Au(Ag)	90

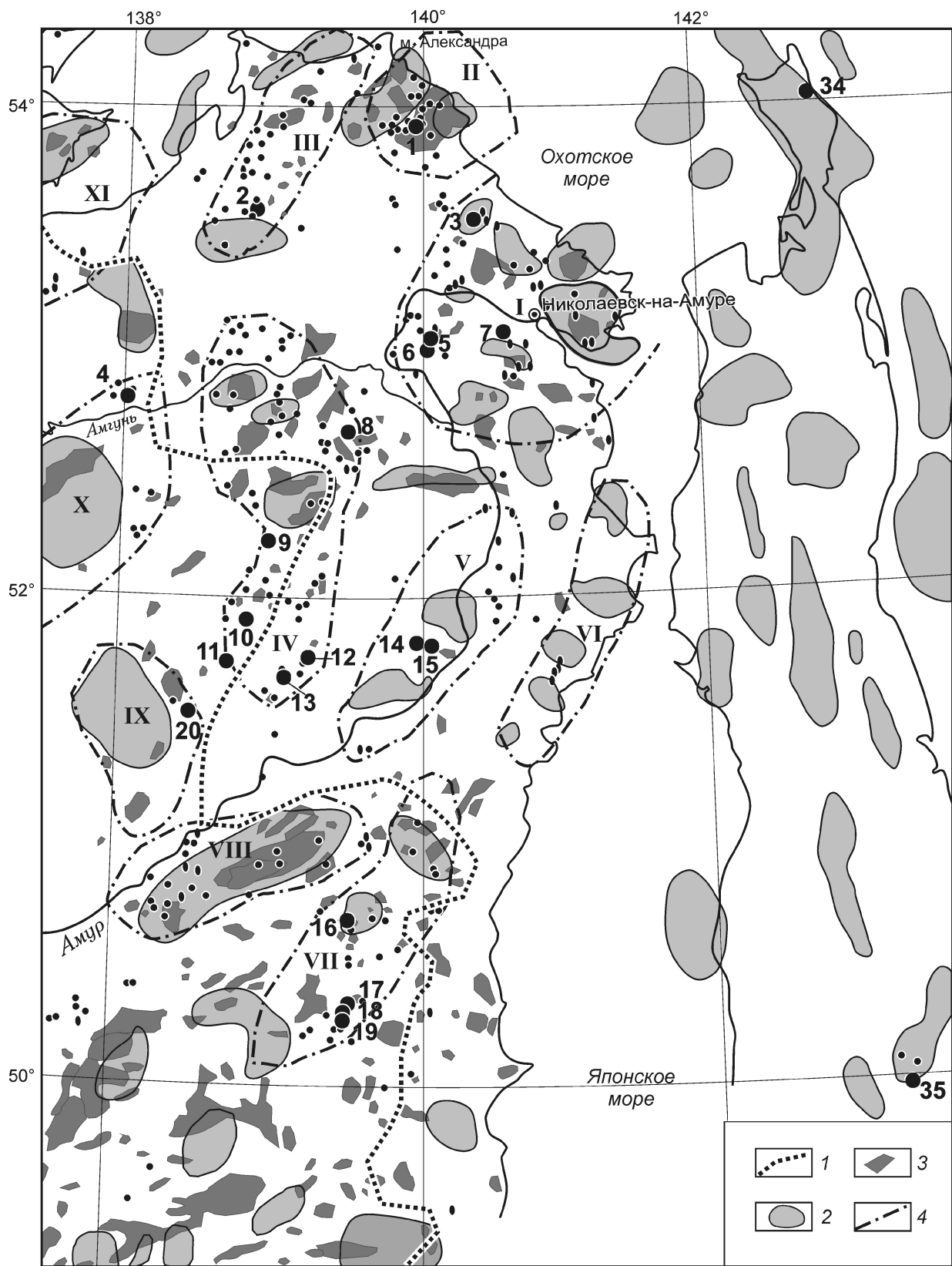


Рис. 2. Перспективные золоторудные площади области сочленения Северо-Сихотэ-Алинской и Северо-Сахалинской структур:

1 — граница положительного (прибрежная часть) и отрицательного (континентальная часть) регионального гравитационного поля; 2 — локальные отрицательные гравитационные аномалии; 3 — выходы гранитоидов мезозоя и кайнозоя на дневную поверхность; 4 — перспективные по геофизическим и петрофизическим данным площади: I — Николаевская, II — Улская, III — Ульбанская, IV — Агние-Афанасьевская, V — Кизинская, VI — Де-Кастринская, VII — Тумнинская, VIII — Амурская, IX — Лимурийская, X — Октябрьская, XI — Тугурская; см. услов. обозн. к рис. 1

контрастны. Для северного блока характерны разнонаправленные аномалии магнитной восприимчивости: северо-восточного, северо-западного и субмеридионального (север-северо-западного) простираций. Для южного блока преобладающим направлением петромагнитных аномалий является северо-восточное. Северо-Сахалинский блок характеризуется общим низким петромагнитным фоном и меридиональным и северо-западным направлениями петромагнитных аномалий. Указанные блоки характеризуются разным распределением рудных объектов: в северном блоке оно ареальное, а в южном — линейное. На Северном Сахалине золоторудные объекты обнаружены только в местах выхода докайнозойских образований на поверхность.

Анализируя положение рудных объектов относительно геофизических и петрофизических неоднородностей можно отметить следующие особенности рудоконтроля (см. рис. 2).

По уровню регионального гравитационного поля рудные районы рассматриваемой территории делятся на две группы: одни размещаются в области положительного гравитационного поля, обусловленного сокращением мощности земной коры, а другие — в области отрицательного, характерного для нормальной (континентальной) мощности коры. Это указывает на то, что условия генерации рудно-магматических систем, по-видимому, были разные. Первые более тесно связаны с мантийными магматическими источниками, для вторых существенное значение имеют и коровые источники.

подавляющее большинство месторождений и рудопроявлений, так же как и рудоносных гранитоидных интрузий контролируется локальными гравитационными минимумами: они или совпадают с гравитационными минимумами, или находятся на их периферии, чаще в непосредственной близости.

Гранитоидный интрузивный и субвулканический магматизм имел существенное значение при формировании как локальных рудно-магматических систем, так и крупнообъемных ареалов золотоносности. Характер размещения золотого оруденения в петромагнитных аномалиях отражает не только степень насыщенности территории магматическими продуктами, но и степень метасоматической проработки вмещающих пород, продуктами перераспределения железа на предрудной, рудной и пострудной стадиях минерализации. Внутри магнитоактивных областей золоторудные районы формируют группы золоторудных объектов, как правило, контролируемые узлами пересечения разнонаправленных тектонических нарушений, реже отдельными тектоническими нарушениями.

Учитывая указанные особенности и представления [1, 2, 4, 7, 13], авторы выделили не только рудоперспективные площади, в пределах которых месторождения уже выявлены, но и потенциально рудоносные.

Первоочередного внимания заслуживают месторождения и рудопроявления, располагающиеся в пределах известных Улского, Николаевского, Агние-Афанасьевского, Благодатного, и Тумнинского рудных районов. В то же время следует обратить внимание и на новые перспективные площади, которые интересны как с практической, так и с научной точки зрения, поскольку имеют разную глубинную позицию. Это в первую очередь Октябрьский район, где рудопроявление Албазино в настоящее время переведено в ранг месторождения. Особенность глубинной позиции этой площади в том, что она размещается в области коры нормальной мощности вокруг локального гравитационного минимума, в пределах которого отмечены выходы гранитоидов и участки пересечения субширотных и меридиональных структур. Для нее характерен верхнемеловой возраст оруденения. Во вторую очередь — это Кизинский район, в пределах которого имеются два месторождения — Холанское и Ржавое. Для этого района характерна сокращенная мощность коры. Он совмещается с крупным гравитационным максимумом в области кайнозойского рифтогенеза, и в его пределах находятся два гравитационных минимума. Кизинский район контролируется крупным северо-восточным разломом, а возраст его оруденения датируется как мел-палеогеновый.

По материалам статьи можно сделать следующие выводы:

1. Впервые в результате специализированного детального картирования Япономорской зоны перехода континент—океан четко ограничены крупнообъемные петромагнитные неоднородности верхней части земной коры, обусловленные не только локальными проявлениями магматических и рудных тел, но и всем комплексом рудогенерирующих и рудовмещающих структур, обладающих определенными геологическими и петрофизическими признаками.

2. Выявлены закономерности размещения золоторудных месторождений относительно петромагнитных неоднородностей повышенной интенсивности, что обеспечивает достаточно высокую (порядка 70—80%) надежность прогноза рудных объектов. К числу рудоперспективных площадей отнесены не только известные Улский, Николаевский, Агние-Афанасьевский, Тумнинский, Благодатный (на юге Япономорской зоны перехода), но и находящиеся в стадии изучения Октябрьский и Кизинский рудные районы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипов Г.И.* Минеральные ресурсы горнорудной промышленности дальнего Востока — М.: Горная книга, 2011.
2. *Геологическая карта Хабаровского края масштаба 1:1 000 000 / Под ред. А.В.Васькина, Г.В.Роганова.* —Хабаровск, 2004.

3. *Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф.* Глубинное строение уникальной Нижне-Амурской структуры // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири. —Хабаровск, 2010. С. 32—34.
4. *Металлогения* Дальнего Востока России. —Хабаровск: Изд-во ДВИМС, 2000.
5. *Романовский Н.П.* Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. —М.: Наука, 1987.
6. *Романовский Н.П., Гурович В.Г., К.Сато.* Магнитная восприимчивость и металлогенические характеристики гранитоидов Циркум-Япономорского региона // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 6. С. 24—31.
7. *Романовский Н.П., Гурович В.Г., Малышев Ю.Ф., Иволга Е.Г.* Петромагнитная карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 2. С. 3—9.
8. *Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Дуан Жуйянь и др.* Золотоносность юга Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 3—17.
9. *Сокарев А.Н., Кулинич Р.Г., Прошкина З.Н.* Петрофизика Японского сектора зоны перехода от континента к Тихому океану / Справочник физических свойств горных пород. —Владивосток: Дальнаука, 2010.
10. *Тектоника*, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:1 000 000 / Под ред. Л.П.Карсакова, Ч.Чжао, Ю.Ф.Малышева, М.В.Горошко. —Владивосток—Хабаровск, 2005.
11. *Тектоническая природа геофизических полей* Дальнего Востока. —М.: Наука, 1984.
12. *Физические свойства горных пород* Дальнего Востока. Справочник в 2-х частях. —Владивосток, 1987.
13. *Эйриш Л.В.* Металлогения золота Приморья. —Хабаровск, 2003.

Развитие Земли и грядущие(?) глобальные экологические катастрофы

Ю.И.БАКУЛИН (Представительство НП «Горнопромышленники России» в Дальневосточном Федеральном округе; 680021, г.Хабаровск, а/я 1096)

Бакулин Юрий Ильич, y-1936@yandex.ru

В связи с изданием книги [2] автору пришлось осмыслить ряд актуальных проблем, в т.ч. глобальное потепление за счет парникового эффекта и разрушения озонового слоя. Высказать свое отношение к этим проблемам, побудило закрепление их в документах самого высокого мирового уровня (Монреальский и Киотский протоколы, а также другие международные соглашения) [3].

Земля — уникальный космический объект и среда обитания Человечества. Все, что мы имеем в недрах и внешних оболочках — результат развития нашего космического тела на протяжении миллиардов лет. В результате сформировалась концентрическая расслоенная система. Развитие продолжается, что известно по процессам вулканизма, сейсмическим явлениям и другим признакам. На иных планетах земной группы эти процессы развития завершились раньше, у каждой в свое время.

В любой точке геологического пространства действует совокупность различных сил. Нетрудно выстроить их иерархию. Основополагающее значение принадлежит гравитации — силам тяготения. Это постоянно действующая сила в каждой точке геологического пространства. Величина ее в пространстве меняется, а направление всегда постоянно — к центру Земли. Гравитация «включает» электромагнитные силы, упорядочивает молекулярные и атомные взаимодействия, генерирует (диссипация) тепловую энергию, определяет взаимное пространственное перемещение различных субстанций вещества, в том числе крупных блоков Земли. Все другие силы, несмотря на важность для природных процессов и методов их изучения на основе единства силового поля, имеют подчиненное значение для геологического развития.

Гравитационное поле реализуется двумя диалектически противоположными тенденциями: сжатие—разуплотнение (сжатие — во фронте действующей силы, разуплотнение — с тыльной стороны). Необходимо заметить, что фронт и тыльная сторона разграничиваются исследователем условной плоскостью, которая выделяется субъективно в зависимости от задач исследователя. Это двухполярное поле является условием действия гравитации. Ближе к полюсам сила одной тенденции возрастает, а другой ослабевает. В «черной дыре» полярность совсем

нарушается, и гравитационное поле обречено — после формирования закрытой системы плотность стремится к бесконечности, и в определенное время происходит «большой взрыв». Среди объектов Солнечной системы нет таких, масса которых была бы способной сформировать закрытую систему.

Гравитационное поле формирует расслоение Земли и околоземных оболочек.

На рис. 1 видно, что энергетические возможности планет убывают в следующем порядке: Земля—Венера—Меркурий—Марс (Луна — вне конкуренции). Ни одна из планет не в состоянии повторить развитие Земли.

Во фронтальной части происходит реализация тенденции уплотнения вещества Земли. Она осуществляется тремя путями: 1) химическим замещением более плотным веществом; 2) формированием более плотных кристаллохимических упаковок; 3) формированием твердых растворов водорода (протоны) в

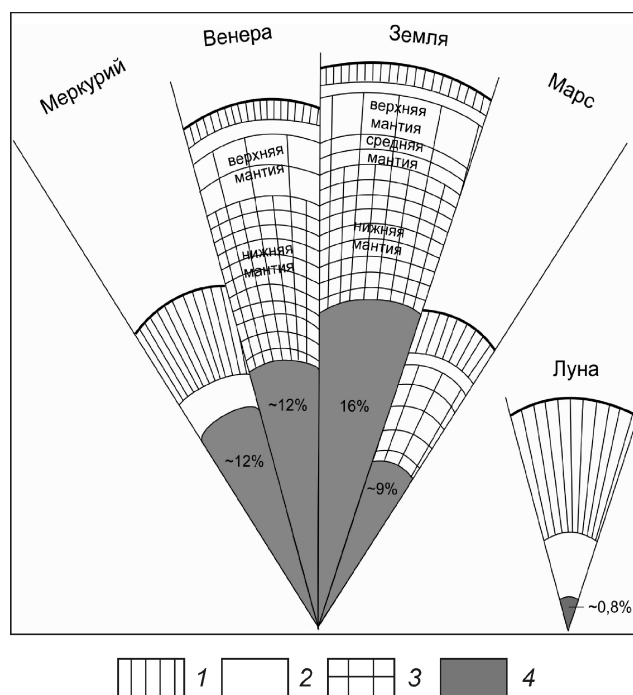
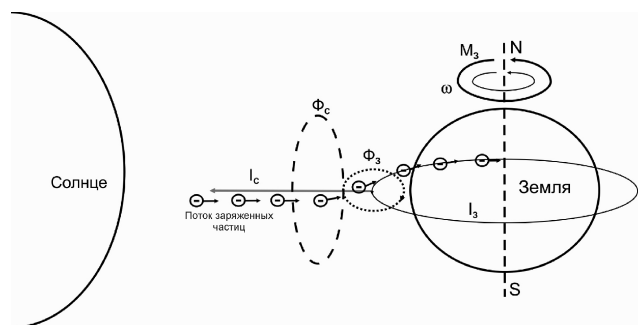


Рис. 1. Сравнительное строение планет земной группы:

1 — литосфера; 2 — атмосфера; 3 — мантия; 4 — ядро

Есть представления о Fe-Ni ядре (для магнетизма). Более правдоподобной является идея образования в ионосфере Земли электромагнитного поля под воздействием солнечного ветра. Солнечный ветер — это поток заряженных частиц, обладающих массой и зарядом (энергия частиц солнечного ветра 10^{27} — 10^{29} эрг/с). Они взаимодействуют с ионосферой Земли, вовлекаются ею во вращение вокруг Земли, образуется поток электронов, движущихся в сторону вращения Земли. Это поле и формирует электромагнитное поле Земли (рис. 2).



Ис — ток Солнца; Из — круговой ток Земли; Мз — момент вращения Земли; ω — угловая скорость Земли; Фз — магнитный поток, создаваемый полем Земли; Фс — магнитный поток, создаваемый током солнечного ветра

Первоначально происходило обогащение первичной атмосферы продуктами вулканических процессов — углеводородами, аммиаком и др. Паров воды поступало мало в виду их значительного расхода на коровые процессы и начавшуюся зарождаться гидросферу. Эту вторичную атмосферу называют восстановительной.

В результате образовалась преимущественно азотно-углекислая атмосфера, в которой в начале палео-

Современное состояние атмосферы сформировалось в мезозое в связи с образованием Мирового океана.

Тропосфера — до высоты 10—15 км	В ней сосредоточено около 80% всей массы атмосферного воздуха и практически весь водяной пар
---------------------------------	--

Стратосфера — до высоты 50—55 км	Водяного пара мало, но зато здесь содержится большая часть озона
-------------------------------------	---

<i>Мезосфера</i> — до вы- соты около 80 км.	Сильно разряжена, до 200 раз ниже, чем у поверхности
--	---

Термосфера — на высоте от 90 до 500 км над поверхностью Земли

заряженность молекул окиси азота и большое количество свободных электронов (содержание ионов здесь во много раз больше, чем в нижележащих слоях, несмотря на сильную общую разреженность воздуха). Другое название термосферы — *ионосфера*; электропроводность ее в 10^{12} раз выше, чем у поверхности Земли

Экзосфера — на вы- соте 800—1000 км	Она постепенно переходит в меж- звездное пространство
--	--

Считается, что для защиты от солнечных частиц высоких энергий атмосфера имеет два защитных слоя: озоновый и ионосферу. Эти слои возобновляются в результате взаимодействия газов с частицами высоких энергий. Система саморегулируется. А защита — это и есть возобновление озона. Несмотря на это, распространились панические прогнозы о разрушении озонового слоя фреоном и рядом других газов техногенного происхождения. Появились международные договоры (Монреальский и Киотский протоколы), лимитирующие выработку фреона [3].

В большей степени на озоновый слой воздействует постоянная дегазация такого восстановителя как водород, и масштабы дегазации несопоставимо превышают фреон. Концентрации озона не являются величиной постоянной (средняя в средних широтах — 345 единиц Добсона (ед), т.е. 3,45 мм слой чистого озона при стандартных условиях, определяемого из расчета 1 ед 0,01 мм) во времени, по латерали (x—y), по вертикали стратосферы (z), меняющаяся «дырчатость» слоя — это, по-видимому, его

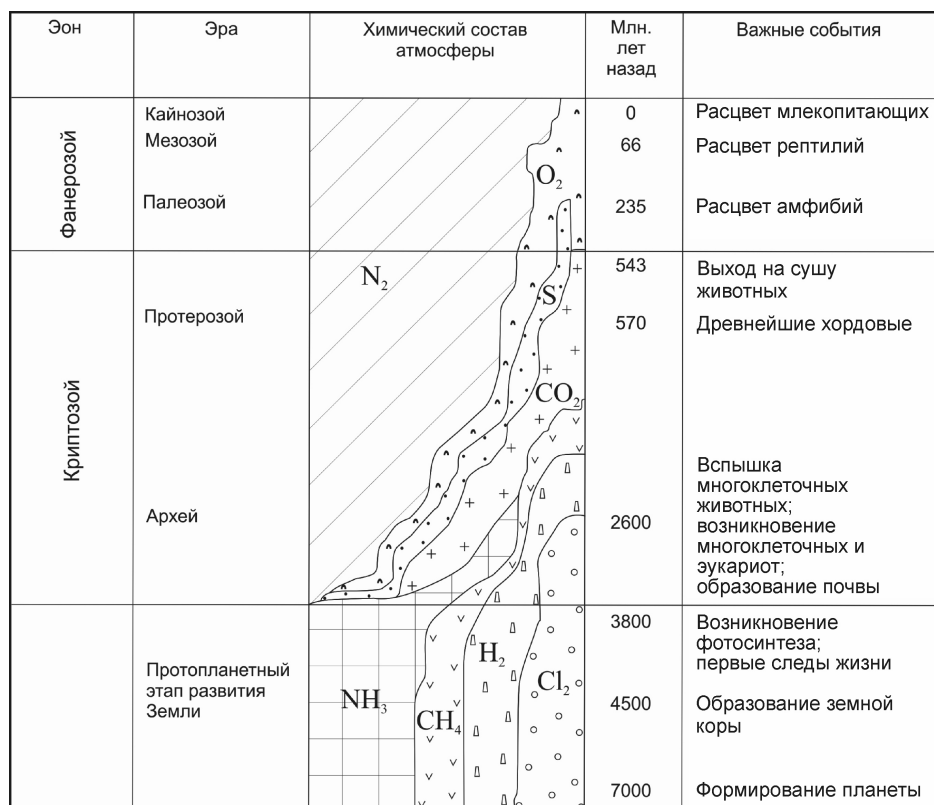


Рис. 3. Изменение состава атмосферы во времени

свойство. Приполярные «дыры» (северная и южная) — это результат низкой интенсивности солнечных лучей за счет касательной ориентации их относительно слоев атмосферы, в результате чего воздействие на молекулы кислорода минимизируется и образуется мало озона.

Необходимо обратить внимание на весьма низкую вероятность возможности продвижения фреонов до озонового слоя (25—50 км) в силу их более высокой плотности по сравнению с воздухом: ряд фреонов изменяется от базы углеводородов (метан, этан, пропан, бутан), количества замещенных атомов водорода (от 2 в метане до 10 в бутане), замещающего газа (фтор или хлор); их плотность находится в диапазоне 1,51 до 10,3 г/дм³. Все это значительно тяжелее воздуха, тем более на высотах озонового слоя (50—55 км). Таким образом, для обратного перехода озона в кислород он не только не нужен, но и не возможен на этих высотах.

Еще раз подчеркнем самое главное — сам по себе озон ни от чего не защищает, а является результатом (отходом) выполнения кислородом защиты от частиц высоких энергий солнечного ветра (ультрафиолетовых лучей) путем их расхода на замещение кислорода озонем:



Озон неустойчив и самопроизвольно замещается кислородом с выделением тех же 285 кДж. Этот кислород участвует в новых циклах образования озона.

Аналогичная мифическая ситуация инициируется в связи с парниковым эффектом, якобы, создающим углекислым газом, который может привести к тая-

нию льдов и затоплению половины Европы. Плотность углекислого газа 1,98 г/дм³ — в 1,5 раза больше воздуха.

Причем в протерозое количество углекислого газа в атмосфере было до 20—25%, в палеозое стало уменьшаться за счет расцвета растительности (см. рис. 3), в мезозое за счет интенсивного вулканизма углекислого газа поступало в атмосферу многократно больше. Весь он осел на поверхность Земли и вместе с более ранним газом участвовал в органическом кругообороте вещества.

А.М.Алпатыев [1] следующим образом оценивает баланс углекислого газа в приповерхностной зоне (в т):

Суммарный захват в результате фотосинтеза	60 · 10 ⁹
Возврат за счет разложения органического вещества	48 · 10 ⁹
Консервация в многолетних фитоценозах	10 ¹⁰
Захоронение в литосфере	10 ⁹
Поступление от сжигания топлива	5 · 10 ⁹
Итого:	
суммарное количество в атмосфере	2,3 · 10 ¹²
в Мировом океане	1,3 · 10 ¹⁴
в литосфере в	2 · 10 ¹⁷
в живом веществе биосферы	1,5 · 10 ¹²

Термосфера (ближе по сущности связи — ионосфера) является источником, как уже отмечалось,

электромагнитного поля Земли. Электромагнитное поле и другие основополагающие параметры Земли взаимосвязаны и обеспечивают ее целостность и индивидуальность.

Чтобы избежать длительных пояснений, прибежем к аналогии связей ионосфера—электромагнитное поле Земли и ротора—статора в генераторе тока.

Единство и цельность рассмотренной нашей среды обитания — планеты Земля заключается в нерушимых связях самых внешних элементов системы с самими внутренними.

Глобальные катастрофы мы породить не в состоянии, а навредить себе и своим соседям пытаемся постоянно (и не безуспешно).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алпатьев А.И.* Развитие, преобразование и охрана природной среды: проблемы, аспекты. —Л.: Наука, 1983.
2. *Бакулин Ю.И.* Развитие Земли от космического тела до среды обитания Человечества. Изд-во LAP Lambert Academic Publishing, Saarbrücken, 2012.
3. *Надо ли ратифицировать Киотский протокол.* Электронный ресурс. <http://vozduxovod.ru/review/nado-li-ratifikirovat-kiotskii-protokol.html>.
4. *Физический энциклопедический словарь* / Под ред. А.М.Прохорова. —М.: Советская энциклопедия, 1983.
5. *Формирование атмосферы.* Электронный ресурс. http://commons.wikimedia.org/w/index.php?title=File:Формирование_атмосферы.JPG&oldid=77845252.

Биогенное рудообразование*

Быховский Лев Залманович

Дубинчук Виктор Тимофеевич

Вопросам биогенного рудообразования и роли углеродистого вещества в формировании месторождений черных, цветных, благородных и других металлов уделяется значительное внимание. Поэтому, монография «Биогенное рудообразование», авторы М.М.Константинов и Е.Д.Сынгаевский, в которой приводятся результаты собственных исследований и обобщены литературные данные, рассматриваются различные аспекты биогенного рудообразования, является весьма своевременной и представляет интерес для специалистов. В работе авторы привлекают данные по синтезу металлоорганических соединений, медицинских препаратов, каталитическим процессам с металлами переменной валентности. Они показывают, что при синтезе органических соединений из окружающей среды избирательно извлекаются необходимые элементы, что реализовалось в архейские, протерозойские и фанерозойские геологические эпохи.

Для обоснования этой точки зрения успешно сочетаются методы детального минералогического анализа, битуминологические исследования пород и руд, элементный геохимический анализ. В т.ч. используется минеральный и элементный состав, внутренняя структура и морфология вещества (нейтроно-активационный анализ, метод индуктивно связанной плазмы, электронная микроскопия, элементный химический, инфракрасная спектроскопия, рентгеновская фотоэлектронная спектроскопия, определения изотопного состава углерода, кислорода, серы).

В работе рассматривается роль биогенного минералообразования и органического вещества на примерах формирования руд черных (железо, марганец, ванадий), цветных (медь, свинец, цинк, молибден, вольфрам, ртуть), благородных (золото, платина), радиоактивных (уран), редких (германий, редкие земли) и других сопутствующих металлов, а также металлогенические аспекты биогенного рудообразования.

Проанализировав имеющуюся литературу, авторы убедительно показали, что в формировании железных и марганцевых руд важное значение имеет биогенный фактор. В биохимии известна роль форм железа. Н.М.Страхов разработал общую схему рудно-геохимической аутигенно-минералогической зональности, в которой чередуются прослои тонкозернистого кремнезема с водорослевыми образованиями, железорудные (окисные) и глинисто-карбонатные (силикатные) прослои, связанные со сменой восстановительных условий и скоплением углеродистого вещества. Восстановительный геохимический (водородный, сероводородный) барьер при участии анаэробной микрофлоры имеет универсальное значение и сопровождает осаждение оксидов, карбонатов и сульфидов ряда элементов. Тектурные особенности сфероидальных образований в слоях

(роговики, яшмы, кремни) являются свидетельством биологической эволюции. Замещения органических веществ другими минералами имеют сходные черты образования, однако отсутствуют доказательства кремневых бактерий. Особенности седиментогенеза архейских (3,5—2,5 млрд.лет) и палеопротерозойских (3,5—1,8 млрд.лет) метаморфизованных пород позволяют выделить признаки эволюции состава осадочных пород, что выявляется при геохимической реконструкции и расчетам минерального состава (программа MINLITH) по валовому химическому составу. Здесь авторы сталкиваются с проблемой метаболизма органического вещества архейских глубоко метаморфизованных отложений.

В формировании карбонатных руд Усинского марганцевого месторождения значительный вклад вносит органическое вещество, и оно определяет содержание фосфора. Многофакторное сочетание изоморфного ряда карбонатов марганца и железа с фосфором, кремнеземом и органическим веществом наблюдается в толщах различного возраста. Влияние биогенного фактора прослеживается также в окисно-карбонатных и органо-генно-обломочных карбонатных рудах Порожинского и Аккерманского месторождений. Подтверждением являются минералогические, изотопно-геохимические исследования пород и руд различных регионов, где наблюдаются существенные вариации величин изотопного состава углерода (^{13}C 35,4... 4,8‰) и кислорода (^{18}O 12... 30,5‰) карбонатов. Может быть, следовало подробнее остановиться на биогенном рудообразовании в океане. Многочисленные материалы по железомарганцевым конкрециям свидетельствуют о роли органического вещества, что подтверждается исследованиями Г.Н.Батурина, В.Т.Дубинчука.

Соотношения руд цветных металлов (медь, свинец, цинк), глинистых и карбонатных минералов отмечаются в породах цехштейна Западной Европы. Они образуют линзы, округлые тела, корочки, фрамбоиды глобулярной текстуры и различные формы замещения. Подобные особенности рассматриваются как бактериальные, водорослевые образования или процессы, связанные с миграцией и дегазацией нефти при термическом замещении ранней ассоциации сульфид битум на халькопирит. Последующие исследования подтверждают тесную взаимосвязь рудных меденосных, свинцово-цинковых фаций и битуминозных фракций органического вещества. Подтверждением являются данные ИК-спектроскопии и широкие вариации изотопного состава карбонатов (^{18}O 20,8... 32,8‰), парафиновых углеводородов (^{13}C 32,8... 29,5‰), метана (^{13}C 70,4... 27,5‰). Последнее свидетельствует об участии газов биогенного и вулканогенного происхождения. Обобщающим фактором становится редукция серы на геохимических барьерах, что усиливает сероводородные восстановительные, адсорбционные и сорбционные механизмы, обеспечивает биогенное концентрирование ряда

*Константинов М.М., Сынгаевский Е.Д. Биогенное рудообразование. —М.: М ЭЙЛЕР, 2011. 172 с.

элементов с коэффициентом концентрации до 53, в т.ч. элементов Sc, Co, Ni, V, Sb, Mo, Ai, Eu. Выделения углеродистых веществ и ртутной минерализации описывает Н.А.Озерова. Биогенное концентрирование цветных металлов тесно связано с фосфоронакоплением, что В.Н.Холодов обосновывает как эпохи эволюции биосферы, то есть гибель одних видов и развитие других. Таким образом, биогенные процессы обеспечивают накопление металлов микроорганизмами и растениями по отношению к морской воде до сотни тысяч раз, что наблюдается в нижнепалеозойских породах (черные сланцы, фтаниты) платформенных отложений.

Значительный интерес представляет проблема биогенного образования благородных металлов, в первую очередь золота, освещенная в монографии достаточно полно. Бактериальные и биохимические процессы рассматриваются на ряде примеров: в почвах, где мхи, лишайники и другие растения экстрагируют и перемещают золото; активизация и кристаллизация коллоидного золота некоторыми родами бактерий и грибов; применение бактериального разрушения сульфидов и осаждения золота как биотехнологический процесс. Подобные процессы сочетают бактериальный метаболизм и энергию, возможно, являются защитной реакцией организмов от ионизирующего излучения или отравляющего воздействия вредных элементов, как представляют некоторые исследователи. Процессы сочетают биосорбцию клеткой (хемосорбция, адсорбция), медленную конденсацию, образуют ажурную сетчатую структуру, трансформируют органическую структуру в рыхлые губчатые агрегаты и замещают растительные остатки. В ходе литогенеза морских осадков гуминовые кислоты связывают золото с органическим веществом гумусового и особенно сапропелевого типов. Методом рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии в спектрах выделяют наличие функциональных групп окисного углерода (вида C-O, C O), корреляцию между атомными концентрациями элементов (C-O) и (Si-O), что предполагает вероятность образования кремний-органических соединений ассоциации минералов Карлинского типа. Повышенное содержание элементов платиновой группы сопровождается линзой некоторых бурых углей, ассоциации с сульфидами и битумами в черных сланцах. Сфероидальные шарики, пленки, сростки и коллоидные скопления свидетельствуют об их бактериальной природе. Многие экспериментальные данные по сорбции и коагуляции коллоидов проходят при участии бактерий или аминокислот в морской воде, что подтверждает их значение в миграции и аккумуляции элементов. Вопросы парагенезиса благородных металлов и углеводородов нефтяных месторождений мало рассматриваются и ограничиваются только ссылками.

Биогенное концентрирование урана в углях, нефтяных битумах, песчано-глинистых толщах прослеживается от полного замещения органических обломков (стволы, щепки, прослой торфа, костный детрит рыб) до вкрапленной минерализации кристаллической, сферолитовой и оолитовой форм. Они образуют пластовые тела, послойные скопления, тонкослоистое чередование с глинисто-слюдистым материалом и сопровождаются концентрациями фосфора, скандия, иттрия, что описывают многие исследова-

тели, в т.ч. В.Г.Мелков, Г.А.Машковцев, В.Ф.Пеньков, А.С.Столяров, В.Н.Холодов. Обогащение торфов ураном фиксируется в настоящее время, обнаруживая взаимосвязь между содержанием коллоидных форм и щелочно-кислотными свойствами вод. Биогенное рудообразование отчетливо наблюдается в терригенных и карбонатных разрезах уран-битумно-сульфидных, редкометалльно битумных ролловых типов месторождений. Тесная ассоциация блестящих и матовых твердых битумов, асфальтитов с сульфидами и карбонатами образует зернистые разности и прослойки, выполняет полости и прожилки, что подтверждается изотопным составом углерода (^{13}C рудных битумов 30,7... 16,5‰; асфальтитов до 43,6‰). В угленосных и красноцветных песчано-глинистых отложениях выделяется зональность от бортов впадин к ее центру или вглубь бассейна. Она выражается сменой красноцветных, осветленных, сероцветных пород, комплексом микроэлементов, минералого-геохимическим составом и выделяется как окислительно-восстановительные границы геохимического барьера.

Биогенное накопление редких элементов рассматривается на примерах концентрации германия в угольных пластах, которая реализуется на стадиях торфонакопления и раннего диагенеза. Содержание редкоземельных элементов в сланцах широко варьирует, зависит от условий формирования и вторичных изменений. Указанное позволяет заключить, что биохимическая эволюция раннего этапа (ранний протерозой 2,6—2 млрд.лет) уже использует при метаболизме весь спектр элементов.

В заключительной главе монографии все минеральное разнообразие рассматривается как результат эволюции рудогенеза, который включает преобразование горных пород, дифференциацию состава, избирательную концентрацию элементов. Приводится информация о полигенности процессов, о соотношении биогенных и эндогенных циклов рудогенеза, уточняются параметры и строение геохимических барьеров, механизмы ступенчатых реакций восстановления и сорбции (ванадий, уран, европий), дополняются представления о источниках вещества, генезисе пород и руд. Подобный подход позволяет выявить новые промышленные типы руд, содержащие полезные компоненты биогенного генезиса или установить новые прогнозно-поисковые критерии.

Отмечая в целом высокий уровень работы, следует рекомендовать авторам: расширить раздел сравнительных характеристик биогенного (океанические осадки, осадочные толщи) и абиогенного синтеза (основные породы, пегматиты, метеориты); дополнить главу об эволюции рудогенеза материалами о парагенезисе руд ряда рассмотренных металлов и углеводородов нефтяных месторождений, в т.ч. на примере рифей-палеозойских толщ; уточнить вопросы перестройки минеральной (карбонатной, кремнистой, сульфидной) и кристаллохимической матрицы вмещающих горных пород, структуру ионных или полимерных растворов системы кремнезем—вода—органическое вещество. Монография несомненно полезна специалистам, работающим в области геохимии и обогащения полезных ископаемых, аспирантам и преподавателям вузов как справочный материал и информация о достижениях в смежных областях науки.

Документальное наследие ученого-геолога П.А.Борисова — исследователя минерально-сырьевых ресурсов Северо-Запада России

А.А.БРОВИНА (Коми научный центр УрО РАН; 167982, Республика Коми, г.Сыктывкар, ГСП-2, ул.Коммунистическая, д.24)

Бровина Александра Александровна, brovina@presidium.komisc.ru

Проблема личности в истории науки занимает ключевое место, так как личность в науке — это воплощение лучших знаний и человеческих качеств, которые позволяют вести за собой людей к новым научным открытиям, свершениям и экономической модернизации. Осознание этого факта с середины XX столетия привело к утверждению персонализированного подхода в изучении проблем развития науки в России. Центрами концентрации документального научного наследия, безусловно, являются архивы Российской академии наук, которые целенаправленно комплектуются личными фондами ученых, проводят экспертизу и научное описание фондов ученых, осуществляют публикацию их научного, публицистического и эпистолярного наследия. Информационное богатство личных архивных фондов бесспорно. Изучение документов личных фондов — это уникальная возможность погрузиться в творческую лабораторию ученого.

Один из таких фондов принадлежит Петру Алексеевичу Борисову — выдающемуся деятелю геологической науки России. Научно-исследовательская деятельность П.А.Борисова, начатая в 1906 г., почти непрерывно продолжалась вплоть до 1963 г. и была связана с Карелией и Кольским полуостровом. Его научные поиски и открытия были направлены на развитие минерально-сырьевой базы Северо-Запада России. Обладая уникальными знаниями в области нерудных ископаемых, педагогическим талантом, широким кругозором, исключительными человеческими качествами, он был близким другом и наставником большого числа людей, независимо от специальности, интересов и возраста. Многие карельские и кольские геологи начинали свою деятельность под руководством профессора П.А.Борисова [5].

П.А.Борисов (10.01.1878 г. (28.12.1877 г. по старому стилю), г.Чугуев Харьковской губернии—23.11.1963 г., г.Петрозаводск) высшее образование получил в Санкт-Петербургском университете на физико-математическом факультете, естественного отделения (1897—1903 гг.), был оставлен при кафедре микробиологии того же университета для подготовки к профессорскому званию. Научно-педагогическую деятельность П.А.Борисов начал 1905 г. ассистентом при кафедре в Петербургском университете. В 1908 г. приступил к самостоятельному чтению курса минералогии. Сначала были педагогические курсы Фребелевского общества, затем Каменноостровские сельскохозяйственные, педагогическое отделение Психоневрологического института, Женский педагогический институт, Институт дошкольного образования. После избрания в 1913 г. профессором кафедры геологии Каменноостровского сельскохозяйственного института П.А.Борисов вел курс минералогии и кристаллографии. Параллельно читал курс минералогии в Агрономическом институте в г.Петроград вплоть до 1922 г. После слияния в 1922 г. сельскохозяйственных вузов Ленинграда дальнейшую педагогическую деятельность профессор П.А.Борисов продолжил в Пушкинском сельскохозяйственном институте до февраля

1942 г., когда был эвакуирован из г.Ленинград в Кировскую область. После эвакуации — вновь профессор того же института. С 1944 по 1947 г. — старший научный сотрудник и профессор кабинета минералогии Института Земной коры при Ленинградском государственном университете.

П.А.Борисов исследовал возможности использования нерудных полезных ископаемых Карело-Кольского края (строительный и фарфоровый камень, слюды, керамическое сырье и местные агрономические руды, нефелиновые пески оз.Имандра) в народном хозяйстве.

В 1910—1933 гг. вел экспедиционные работы по изучению геологии и полезных ископаемых на территории Олонецкой губернии (КФССР), Архангельской губернии, Кольском полуострове. Работы проводились по поручению Общества Естествоиспытателей при Санкт-Петербургском университете, Академии наук, Олонецкого губернского земства, Института по изучению Севера (позже Арктического института). Наиболее известной и значительной в научной карьере ученого была экспедиция 1926—1927 гг. в районе оз.Имандра и на Большие Кейвы, где П.А.Борисов проводил исследования нефелиновых пексов.

С 1930 по 1948 гг. в качестве руководителя горнорудной секции Ленинградского геологического управления занимался поиском и разведкой нерудных полезных ископаемых в Карелии, на Кольском полуострове. Здесь им были открыты новые месторождения керамических пегматитов, гранатов, алюминиевых руд, кианитов, нефелинов, слюды и др. В 1913—1932 гг. проводил геологические изыскания вдоль новых железнодорожных трасс на Урале, Кавказе, Украине, Чувашии и Западной Сибири. В 1937 г. участвовал в Северной экскурсии XVII Международного геологического конгресса.

За более чем 60-летний период научной деятельности П.А.Борисова в фондах научных библиотек и архивов сохранилось значительное документальное наследие ученого. Однако не обошлось и без утрат. Во время эвакуации в августе 1941 г. П.А.Борисов забрал из личного архива только папки с надписями: «Пегматиты», «Полевой шпат», «Беломорье», «Приладожье» и полевые дневники. За годы войны пропали библиотека и богатый личный архив ученого. Этим объясняется то, что в Научном архиве Карельского научного центра РАН фонд П.А.Борисова включает всего 136 единиц хранения за период 1948—1978 гг., то есть за годы работы его в Карельском филиале АН СССР [3].

Безусловно, основную часть документов фонда составляют материалы научно-исследовательской деятельности: рукописные записи П.А.Борисова, материалы, собранные к докладам, а также их тексты; рукописи статей, различные записки, черновые варианты рукописей научных статей, рукописи статей, опубликованных в газетах «Ленинская правда»; машинописные копии и отгиски научных статей, написанных П.А.Борисовым, для журналов

«Известия Карельского и Кольского филиалов АН СССР», «Известия Дальневосточного филиала АН СССР» «Природа» о геологических исследованиях и результатах работы отдела геологии Карело-Финского филиала АН СССР. При рассмотрении этих материалов четко прослеживаются тематические направления исследований П.А.Борисова: «Сырьевые базы и горнодобывающая промышленность Карельской АССР», «Каменные стройматериалы Карелии и их промышленное освоение», «Кейвские ресурсы слюдяной чешуйки», «Геологические обоснования проблемы «Карельская черная металлургия».

Особый интерес представляют документальные материалы личного фонда П.А.Борисова, связанные с его научно-исследовательскими и изыскательскими работами на Кольском полуострове, которые он проводил еще со времен проектирования и строительства Мурманской железной дороги (1915—1916 гг.). И после революции 1917 г. он неоднократно выполнял геологические поручения Управления железной дороги.

Еще в 1924 г. П.А.Борисов исследовал все горные породы и минералы Карело-Кольского края с целью использования их в сельском хозяйстве. По результатам выступил с программной статьей «Об источниках минерального удобрения в районах колонизации Мурманской железной дороги», опубликованной в трех номерах журнала «Вестник Мурманска», в которой поставил задачу изучения минерального сырья для производства удобрений. Прошло время, и Кольский полуостров стал главной в стране кладовой минеральных удобрений. В личном фонде сохранились материалы по полезным ископаемым Карелии и Кольского полуострова (каменные, строительные материалы, известняки, доломиты, граниты, диатомиты, нефелин, кварц, тальк, зола, глины, керамические пегматиты, граниты и слюда). Следует обратить внимание на 2-х томную подборку: выписки П.А.Борисова 1941—1948 гг. из работ А.Е.Ферсмана (Т. 1.; 81 л.) и выписки П.А.Борисова за 1934—1950 гг. (Т. 2.; 145 л.). Собранная им библиография по Мурманской области и Кольскому полуострову, а также списки литературы, занимают значительное место в составе личного фонда и свидетельствуют о тщательной подготовке к изучению конкретной проблемы. Очевидно, что полевым изысканиям предшествовала большая подготовительная, аналитическая работа с письменными источниками по теме исследования. В результате в личном фонде отложились подготовленные им: «Библиография по Карелии», «Библиография по Мурманской области и Кольскому полуострову», «Библиография по пегматитам УССР», «Библиография по пегматитам Кавказа», «Библиография по пегматитам Урала», «Библиография по пегматитам Средней Азии, Алтая и Салаиру», «Материалы по пегматитам Таймырского полуострова и Западной Сибири». Кроме того, характерной особенностью личного фонда ученого, и даже можно сказать его обязательным блоком, всегда является наличие оттисков, в современной практике ксерокопий и фотокопий, статей разных авторов, выписки из реферативных журналов, различных научных работ. Так и у П.А.Борисова этот блок представлен оттисками по основам геотектоники, внеклеточным формам жизни, описаниям доломито-шунгито-карбонатно-сланцевым породам, выписки из разных источников, сделанные П.А.Борисовым по истории геологических исследований в Карело-Финской ССР, по о.Валаам.

В 1920-е годы остро стоял вопрос о новых видах термически и химически стойких материалов для промышленных огнеупоров. Предприятия страны нуждались в таких материалах, которые выдерживали бы производственный режим, протекающий при температуре 1600—1800 °С в присутствии химически активной кислой и щелочной сред. Ученые предложили использовать для этих целей высокоглиноземистые минералы группы силлиманита, представляющие собой соединение окислов кремнезема и глинозема. Одновременно изучался вопрос возможности

использования этих минералов для получения алюминия и его сплавов. К этому времени на Кольском полуострове, на возвышенности Кейвы, были обнаружены огромные площади кианитовых пород с богатым содержанием алюминия. Постановка этой проблемы была подготовлена трудом многих геологов (А.А.Григорьев, О.А.Воробьев, Т.П.Никольская, Л.Я.Харитонов, В.С.Сверчков, П.В.Соколов и др.). Исследователи нанесли на геологическую карту центральной части Кольского полуострова полосу кианитовых пород длиной более 100 км, установили последовательность залегания и их тектонические структуры. П.В.Соколов в 1936 г., обобщив материалы, сделал доклад в Ленинградском геологическом управлении. П.А.Борисов обратил внимание докладчика на то, что породы, богатые кианитом, с участков Червурта в центральных Кейвах и Манюк — в восточной части Кейвского хребта, и есть настоящая алюминиевая руда. Реплика П.А.Борисова позволила увидеть в интересной геологической проблеме новую сторону: установлено значение кианитовых сланцев как алюминиевой руды. В 1932 г. на Первой заполярной геологоразведочной конференции в г.Мурманск П.А.Борисов в докладе «Горнорудное сырье Кольского полуострова» сделал прогноз, что Кейвы несут все признаки крупнейшего по кианиту промышленного района, превосходящий по запасам месторождения Урала и Карелии. В 1936 г. П.А.Борисов добился посылки в Кейвы трех небольших отрядов (П.А.Кумари, Л.А.Косой, Н.В.Тюшев), которые обследовали участки и отобрали пробы для всестороннего изучения пород. Проведенные исследования показали, что кейвские кианитовые сланцы содержат не менее 15—30% кианита, а на отдельных участках 40 и даже 60%. Петр Алексеевич считал, что полученных результатов достаточно для характеристики промышленных перспектив и настало время перейти к детальному изучению участков с богатым содержанием кианита. Но для этого нужны были ассигнования, получить которые было сложно.

Результаты работ П.А.Борисов доложил в 1936 г. на заседании физико-математического отделения АН СССР. Президент АН СССР В.П.Комаров и академик А.Е.Ферсман признали, что объекты заслуживают самого серьезного внимания, что нужны постановка разведочных работ и проведение широких технологических испытаний. В г.Москву по распоряжению наркома тяжелой промышленности в апреле 1938 г. состоялись совещания по огнеупорам и алюминиевому сырью, на которых официально было признано, что оснований для строительства крупного предприятия «Большие Кейвы» достаточно. Однако «неугомонный» П.А.Борисов в проблеме Кейв предлагал разработку и других месторождений: слюды, пегматита, кварца. Ученый смотрел на природные богатства этого района шире. В 1939 г. он вновь отправляется в экспедицию на Большие Кейвы, по возвращении из которой берется за выполнение поручения Ленинградского геологического управления — составление специальной работы, подводящей итоги изучению кианитов. В соавторстве с Л.Я.Харитоновым, П.В.Соколовым, Н.В.Тюшевым и И.В.Баркановым и др. подготавливает сборник «Большие Кейвы — проблема кольских кианитов», который вышел в свет в 1940 г. Однако война нарушила все планы.

Но значимость этой работы для П.А.Борисова подчеркивает тот факт, что, уезжая в эвакуацию, из обширного личного архива он забирает именно папки и документы, собранные по исследованию пегматитов. 25 мая 1945 г. в Ленинградском государственном университете по результатам исследования минеральных ресурсов Кейвской геологической формации П.А.Борисов защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. В 1946 г. он был привлечен Академией наук СССР для организации Карело-Финского филиала АН СССР в г.Петрозаводск. П.А.Борисов использовал свой богатый опыт изучения минерально-сырьевых ресур-

сов Кольского полуострова и проводил аналогичные исследования на территории Карелии. Крупным событием в мире науки стала его монография «Керамические пегматиты Карело-Финской ССР» (г.Петрозаводск: Книгоиздат КФ ССР, 1948.). П.А.Борисов продолжал сотрудничество по этой теме с учеными Кольского филиала АН СССР. В апреле 1950 г. по представлению Академии наук СССР П.А.Борисову присвоена ученая степень доктора геолого-минералогических наук без защиты диссертации. За долгие годы научно-педагогической деятельности П.А.Борисовым подготовлено и опубликовано более 70 научных работ [2].

В личном фонде ученого сохранились документы: диссертация П.А.Борисова «Минеральные ресурсы кейвской геологической формации (Кольский полуостров)» с приложением копии отзыва профессора Н.А.Елисея и геологической карты кейвской геологической формации (1951—1958 гг.; 187 л.); тематические подборки «Материалы о кианитовых сланцах на Кольском полуострове в районе Кейвской структуры» (выписки П.А.Борисова, тезисы, схемы), относящиеся к периоду 1948—1959 гг.; 67 л.); «Новые виды полезных ископаемых в Карелии» (выписки П.А.Борисова о пегматитах, таблицы месторождений заменителей, записка К.А.Шуркина о геологических исследованиях слюдяных месторождений Беломорья и Кольского полуострова 1959—1963 гг.; 86 л.). В 1958 г. сотрудница Геологический института Кольского филиала АН СССР С.Н.Суслова защитила диссертацию на тему: «Кристаллические сланцы западных кейв (на Кольском полуострове), которая также имеется в личном фонде П.А.Борисова вместе с его отзывом на диссертацию. Тот факт, что материалы относятся к 1940—1950 гг. свидетельствует о том, что проблему Больших Кейв П.А.Борисов не снял с повестки дня и продолжал развивать и пропагандировать это дело дальше.

Отдельным блоком выделяются документы конференции по каменным декоративным материалам Ленинградской области и Карело-Финской ССР, организованной Ленинградским отделением Всесоюзного научного инженерно-технического горного общества, состоявшейся в апреле 1948 г. в г.Ленинград в Доме Архитектора. П.А.Борисов принимал непосредственное участие в работе этой конференции и привез с собой в г.Петрозаводск материалы докладов (восемь машинописных копий и стенографических записей). Тематика этих докладов — каменные облицовочные материалы, их добыча, механическая обработка, художественное оформление и использование в архитектуре и строительстве при облицовке мостов, набережных, материалы преимущественно по г.Ленинград, по использованию облицовочных камней при строительстве Ленинградского метрополитена, — была напрямую связана с его научными интересами и полезна для исследователя-геолога. Позднее для научной сессии Кольского филиала АН СССР П.А.Борисов подготовил доклад «Каменные строительные материалы Карелии и Кольского п-ова» [4].

Активная научно-организационная работа П.А.Борисова также нашла отражение в составе личного фонда, о чем свидетельствуют его докладные записки в Совет Министров КАССР 1953—1960 гг. по вопросам развития геологической науки; в Совет по координации АН СССР о минеральных ресурсах Карельской АССР с характеристикой и перспективой их промышленного освоения. Имеется в фонде и управленческая документация, представленная копиями протоколов заседаний отдела геологии Карело-Финского филиала АН СССР за 1948—1958 гг. и протоколов заседаний при директоре Института геологии 1961 г. (только год его директорства). Эти документы подтверждают версию исследователей, что Борисов П.А. руководил отделом дистанционно, постоянно проживая, в г.Пушкино под Ленинградом [1], но вел непрерывный кон-

троль над деятельностью вверенных ему подразделений, делал копии протоколов для себя и внимательно изучал их. Такая практика для Академии наук СССР была используема во многих филиалах и базах АН СССР в период их становления. Подтверждением этому факту служит и обширная переписка П.А.Борисова с сотрудниками отдела геологии Карело-Финского филиала АН СССР о текущей работе (1949—1955, 1960—1963 гг.).

Хронологически документы личного фонда, сохраненные в Научном архиве Карельского НЦ РАН, относятся к послевоенному, «карельскому» периоду его жизни. Но наличие нескольких папок с документами об исследовательских работах П.А.Борисова на Кольском полуострове, которые он сохранил во время войны, свидетельствуют о том, что формирование научного потенциала и, следовательно, документального наследия ученого происходило именно в этом регионе. Сопоставляя этот факт с биографией ученого, смеем предположить, что работы на Кольском полуострове, проведенные им в дореволюционные годы и позднее в 1920—1930-х гг., были для ученого-геолога приоритетными, и вклад П.А.Борисова в изучение Кольского полуострова весьма существенный.

Таким образом, Научный архив Карельского научного центра сохранил значительную часть документального наследия ученого-геолога — исследователя минерально-сырьевых ресурсов Северо-Запада России. Однако это лишь часть личного архива ученого, так как большинство документов относится к послевоенному, «карельскому» периоду его жизни и известно, что довоенный архив П.А.Борисова был утрачен. Можно предположить, что документы о его научной и научно-педагогической деятельности имеются в фондах государственных архивов учреждений г.Санкт-Петербург, Мурманской области и требуют отдельной работы по выявлению.

Оценивая состав личного фонда ученого П.А.Борисова, следует отметить типичный набор и содержание документов, которые представлены информационными блоками: «наука», «преподавание», «организация науки», «эпистолярный», «визуальный ряд». Как правило фонды личного происхождения ученых могут быть неодинаковы по количественным и содержательным показателям, но всегда имеют эту типичную структуру, поскольку такой состав документов определяется особенностями научного творчества. Документальный фонд П.А.Борисова представляет исследователем образец человека эпохи с его интересами, увлечениями, жизненными этапами, результатами труда, с одной стороны, и срез конкретного исторического периода самой эпохи, с другой.

Статья подготовлена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Традиции и инновации в истории и культуре». Проект № 12-П-6-1003 «Документальное научное наследие Российской академии наук на Европейском Севере России: выявление, систематизация, интерпретация».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лак Г.Ц. Во власти своей судьбы: Повесть о жизни. Предисловие Г.Г.Скворцовой. —Петрозаводск: Фолиум, 2000. /http://www.sakharov-center.ru/asfcd/auth/?t=page&num=4567
2. Научный архив Карельского НЦ РАН. Ф.2. Оп.88. Д.883. Л.5—6, 41—43.
3. Там же. Ф.16. Оп.1. Д.1—136.
4. Там же. Ф.16. Оп.1. Д.26-33, 131.
5. Соколов В.А. Человек, влюбленный в камни. Рассказ о жизни и деятельности профессора Петра Алексеевича Борисова. —Петрозаводск, 1972. С. 3—4.

Юбилей Наталии Исааковны Назаровой

Наталия Исааковна Назарова — кандидат геолого-минералогических наук, заместитель главного редактора журнала «Руды и металлы». Трудовую деятельность в производственных организациях Министерства геологии СССР Н.И. Назарова начала в 1962 г. после окончания Среднеазиатского государственного университета. В 1971 г. без отрыва от производства она успешно защитила кандидатскую диссертацию по золотоносности Чаткало-Кураминского района. С 1978 по 1988 гг. руководила работами ПО «Самаркандгеология» по объемному картированию и глубинным поискам на Марджанбулакском рудном поле и в Нуратинском рудном районе. Н.И. Назарова, являясь заместителем председателя Республиканского координационного совета Узбекистана, способствовала внедрению методики объемного картирования на золоторудных полях Западного Узбекистана и внесла существенный вклад в создание минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан.

В Центральном научно-исследовательском геологоразведочном институте цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ) Наталия Исааковна работает с 1989 г., занимаясь проблемами рудоносности и золотоносности углеродсодержащих толщ различного возраста. Совместно с П.Ф. Иванкиным по итогам работ были опубликованы монографии: «Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах» (1988), «Глубинная флюидизация земной коры и ее роль в петрорудогенезе, соле- и нефтеобразовании» (2001), «Флюидно-метасоматические преобразования и рудоносность осадочных толщ Прикаспийского бассейна» (2005), а также более 30 статей по геологии, строению и генезису рудных месторождений.

С 1992 г. Наталия Исааковна Назарова — заместитель главного редактора журнала «Руды и металлы». Используя свой многолетний научный и производственный опыт, доброжелательное, чуткое отношение к авторам, Н.И. Назарова приложила много усилий для становления и популяризации журнала.



Награждена медалью «Ветеран труда», почетными грамотами Министерства геологии СССР и ЦНИГРИ, является лауреатом премии имени М.Б. и Н.И. Бородаевских.

Сердечно поздравляем Наталию Исааковну с Днем рождения и желаем ей крепкого здоровья, долголетия, дальнейших успехов в работе.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*