

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

4/2013

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

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

- Чаадаев А.С., Иванов И.А., Зувев В.М.*
 Инновационное развитие геологоразведочных работ
 — главное направление укрепления минерально-
 сырьевой базы АК «АЛРОСА» 3
- Глухов А.Н.*
 Геологическое строение и состав руд золоторудного
 месторождения Надежда (Магаданская область) . . . 7
- Блинов А.А.*
 О распределении ресурса россыпного золота на за-
 падном участке арктической зоны Якутии 18

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

- Филиппов В.А.*
 Кужинская серия в тектонических структурах запад-
 ного склона Южного Урала 24
- Коковкин А.А.*
 Комплексная эволюционная модель новейшей ин-
 версионной структуры Хабаровско-Хехцирской сис-
 темы поднятий 32
- Беляев Е.В.*
 Антарктида: прогноз и перспективы апатитоноснос-
 ти основных геотектонических структур 42

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

- Степанец В.Г., Кряжева Т.В., Марченко И.А.*
 К вопросу о генезисе рудных хромитов надсубдукци-
 онных офиолитов (на примере супертеррейна Толпак
 Центрального Казахстана) 48

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

- Козлова А.В.*
 Региональные геофизические исследования в районе
 Центрального Тянь-Шаня (профиль MANAS) 56
- Михеева А.В., Кузнецов В.Ф.*
 Об изучении морфологических особенностей удар-
 ного кратера по материалам дистанционного зонди-
 рования Земли 61

ДИСКУССИИ

- Кемкин И.В.*
 Строение и возраст кремнисто-терригенных образо-
 ваний восточной части северного Сихотэ-Алиня . . . 68
- Барышев А.Н.*
 Проблемы палеорекопструкций аккреционных
 призм 82

РЕЦЕНЗИИ

- Бескин С.М., Буренков Э.К., Гусев Г.С.*
 Российская геологическая энциклопедия — уникаль-
 ное и необходимое издание 85
- Зайцев В.Г.*
 Четвертичный период. Новая геологическая концеп-
 ция 86

ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ

- Иогансон Л.И.*
 О книге «Воспоминания о Льве Исааковиче
 Красном» 87

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

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 15.07.2013. 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

Инновационное развитие геологоразведочных работ — главное направление укрепления минерально-сырьевой базы АК «Алроса»

А.С.ЧААДАЕВ (АК «АЛРОСА» (ОАО); 678170, Республика Саха (Якутия), г.Мирный, ул.Ленина, д.6) И.А.ИВАНОВ, В.М.ЗУЕВ (АК «АЛРОСА» (ОАО); 119017, г.Москва, 1-й Казачий переулок, д.10/12)

Статья посвящена анализу состояния минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА» (ОАО). Приводятся предложения участников Экспертного совета по инновациям при Президенте АК «АЛРОСА» (ОАО) по совершенствованию Программы ГРП Компании.

Ключевые слова: минерально-сырьевая база АК «АЛРОСА» (ОАО), инновационное развитие, алмазы, геологоразведочные работы, Экспертный совет по инновациям, Программа ГРП.

Чаадаев Александр Сергеевич, info@alrosa.ru, institute-yna@alrosa.ru

Иванов Иван Александрович, info@alrosa.ru

Зуев Владимир Миронович, info@alrosa.ru

Innovative development of prospecting works — the main direction of strengthening of mineral resources of OJSC «ALROSA»

A.S.CHAADAEV, I.A.IVANOV, V.M.ZUEV

Article is devoted to the analysis of a condition of mineral resources of OJSC «ALROSA». Offers of participants of Expertcouncil on innovations at the President of OJSC «ALROSA» on improvement of the GRR Program of the Company are provided.

Key words: mineral resources of OJSC ALROSA, innovative development, diamonds, prospecting works, Advisory council on innovations, the GRR Program.

АК «АЛРОСА» в настоящее время обеспечивает около 96% добычи алмазов в России, осуществляя эксплуатацию коренных и россыпных месторождений в Якутской алмазоносной провинции, являющейся главной сырьевой базой страны, а также в небольших объемах в Северо-Западном регионе Российской Федерации.

Минерально-сырьевая база Компании в течение последних лет претерпевает серьезные структурные изменения в связи с выбытием высокоэффективных запасов для открытой разработки и замещением их запасами для подземной разработки или запасами новых трубок также для открытой разработки, но с содержаниями и качеством алмазов на грани рентабельности. Основная задача современного этапа, стоящая перед геологической службой Компании — прирост запасов сырья за счет открытия новых месторождений. При этом территория Западной Якутии рассматривается в качестве приоритетной, поскольку перспективы обнаружения новых месторождений алмазов на территории Якутской алмазной провинции остаются высокими. Практическая реализация перспектив связывается с расширением опоскования так называемых «закрытых» территорий, в пределах которых объекты поисков перекрыты более молодыми образованиями различного генезиса мощностью

от 20 до 200 м. Факт выявления в 1994—1996 гг. Накынского кимберлитового поля, именно в границах территории с таким геологическим строением, доказывает обоснованность прогноза.

Однако, выявление новых месторождений становится все более сложным и дорогостоящим процессом из-за усложнения условий проведения геологоразведочных работ. Алмазопосковая практика показывает, что эффективность геологоразведочных работ на территориях со сложным строением пока остается довольно низкой, а критерии среднемасштабного и локального прогноза для закрытых площадей недостаточно разработаны. Сложные ландшафтно-геологические обстановки, необходимость поисков объектов, малоконтрастных по традиционным индикаторным параметрам, свидетельствуют о необходимости существенного увеличения качества и количества опережающего научно-методического обеспечения геологоразведочных работ и разработки новых высокоэффективных методов и методик их проведения. Требуют определенной корректировки и организационные принципы ведения поисковых работ первых стадий, особенно в части стимулирования достижения конечного результата достоверного опоскования проектной площади с минимальными затратами. Вследствие крайне слабой изученности террито-

рий с мощностью перекрывающих палеозойский цоколь пород более 15—20 м, подавляющий объем асигнований в геологию (до 70%) расходуется на поисковые работы первых стадий, на выделение площадей под детальные поиски. Поэтому стратегической целью развития геологоразведочного комплекса Компании является формирование высокоэффективной, инновационно-ориентированной системы геологического изучения недр на поисковой стадии, обеспечивающей решение поставленных задач на современном научном уровне.

Учитывая решающее значение воспроизводства выбывающей минерально-сырьевой базы для развития Компании, руководством АК «АЛРОСА» было принято решение о проведении внешнего аудита разработанной геологической службой Компании программы «Основные направления геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА» в Западной Якутии и Северо-Западном регионе Российской Федерации до 2018 г.» с целью выработки дополнительных мероприятий по обеспечению максимальной эффективности намеченных программой направлений геологоразведочной деятельности. Такой аудит был проведен ИЗК СО РАН для Западной Якутии и ФГУП ЦНИГРИ по Северо-Западному региону Российской Федерации. Основные положения программы и результаты аудита рассмотрены Экспертным советом по инновациям, созданным при Президенте АК «АЛРОСА».

Экспертный совет стал важным элементом интеллектуальной инфраструктуры Компании, дополнительным профессиональным ресурсом, в составе которого представлены отраслевые специалисты, имеющие большой опыт работы.

Основными задачами Экспертного совета являются: комплексная экспертная оценка наиболее перспективных предложений в области инноваций и технологической модернизации Компании, поступающих от работников Компании и из внешних источников, оценка инновационных проектов, поступивших на рассмотрение в рамках проведения внутрифирменных и внешних конкурсов инноваций, а также экспертная оценка технологических предложений от зарубежных научно-технических центров;

формирование экспертных мнений по оценке технологических и финансовых рисков реализуемых в Компании инновационных проектов и разработка предложений по минимизации этих рисков;

формирование предложений в области долгосрочного прогнозирования по технологическим направлениям, перспективным для Компании.

Ниже изложены основные результаты и наиболее важные предложения Экспертного совета по рассмотрению программы.

Современная структура геологоразведочного комплекса (ГРК) Компании была сформирована в

1992 г., когда в состав Компании вошли все геологические предприятия алмазного профиля различной ведомственной принадлежности, проводившие работу на территории Западной Якутии. В итоге был сохранен и продолжал активно работать уникальный кадровый, творческий и технологический потенциал алмазной геологии, созданный в Республике Саха (Якутия). В настоящее время геологический комплекс Компании насчитывает порядка 3000 человек и является самым крупным в России в области твердых полезных ископаемых. В его активе уникальное открытие нового кимберлитового поля в районе Средней Мархи, выявление и разведка здесь не только кимберлитовых трубок, но и погребенных россыпей алмазов, разведка с приростом запасов глубоких горизонтов эксплуатируемых месторождений, переоценка кимберлитовых трубок, ранее считавшихся нерентабельными. В результате воспроизводство выбывшей за прошедшие годы сырьевой базы удалось поддержать на уровне 96—98%.

Геологические подразделения, входящие в комплекс, прошли масштабное техническое перевооружение. Геолого-геофизические приборы и оборудование, средства лабораторных анализов вещества, средства и программное обеспечение обработки геологической информации отвечают современному уровню. Физические объемы бурения, являющиеся в настоящее время показателем активности геологических исследований, за последнее 10-летие выросли практически вдвое — с 130—150 тыс.пог.м в год в начале 2000-х годов до 244,9 тыс.пог.м в 2011 г. *Геологоразведочный комплекс Компании в значительной мере технически готов к выполнению поставленной задачи проведения массивированных поисков новых источников алмазного сырья во все усложняющихся условиях Якутской алмазной провинции.* Однако при анализе результатов работ за последние 10 лет настораживает тот факт, что за этот период ни на одном из 14 объектов (кроме Накунского поля), рассматриваемых в качестве кимберлитового поля, где в той или иной мере велись поисковые работы, заметных открытий не было сделано. Программа воспроизводства минерально-сырьевой базы на рассматриваемый период находится под угрозой невыполнения.

Реальным выходом из складывающейся тревожной ситуации является только существенное повышение наукоемкости поискового процесса, выработка более совершенных комплексных методических подходов к прогнозированию и выявлению поисковых объектов по стадиям поисков, активное формирование и использование инновационно-ориентированной системы геологического изучения недр на поисковой стадии, учитывающей последние научные достижения в этой области.

1. Для более эффективного решения поисковых задач и повышения вероятности открытия новых мес-

торождений с характерными для «закрытых» районов слабыми индикационными свойствами важной частью является *разработка и постоянное усовершенствование имеющихся прогнозно-поисковых (концептуальных, генетических) моделей, отражающих специфические черты процессов формирования и строения* районов развития кимберлитового магматизма, полей кимберлитовых тел, пространственных групп кимберлитовых тел (кусты трубок), отдельных кимберлитовых трубок. *Особое внимание следует уделить выявлению элементов латеральной зональности полей кимберлитовых тел и кустов трубок на основе анализа структурных, петрохимических, геохимических и изотопных данных.* В последнее время концептуальное моделирование (полуколичественное описание процессов и явлений, приводящих к формированию месторождений различных полезных ископаемых) для прогнозных целей приобретает широкое распространение. Аналогичный подход может быть использован для повышения эффективности поисково-оценочных работ в Западной Якутии и Северо-Западном регионе Российской Федерации.

В дополнение к геологическим параметрам моделей требуется ввести и экономические характеристики — минимальный размер рудных тел, глубину их залегания (в настоящее время этот параметр в определенной мере учитывается), удаленность от созданной инфраструктуры и, безусловно, пороговый уровень содержания и потенциальной ценности полезного компонента, то есть определить минимально-промышленный объект для каждого района и стадии поисков.

2. Основную роль в выявлении кимберлитовых полей, согласно результатам исследований НИГП АК «АЛРОСА», играют геофизические и дистанционные критерии при обязательном наличии алмазов и индикаторных минералов кимберлитов в современных или древних коллекторах. Дистанционные критерии прогноза вырабатываются при систематическом целевом использовании, в первую очередь, космических материалов зондирования земной поверхности. Благодаря постоянному развитию технического уровня инновационного космического зондирования и программных средств обработки получаемой информации, эти методы во времени многократно расширяют возможности оптимизации прогнозных признаков и построений. Поэтому данная методология обладает широкими возможностями развития в направлении большей конкретизации и детальности прогнозов.

Однако в последнее время космическая составляющая методологии прогноза кимберлитового магматизма из практики геологоразведочного комплекса выпадает. Думается, что это одна из причин неуверенной локализации и расплывчатости границ перспективных площадей. *Следует вернуться к*

вопросу системного использования инновационного космического зондирования, и его следует поставить более широко — развивать эту методологию как комплексную, тесно сочетая ее с геофизическими исследованиями более крупных масштабов, чтобы на такой комплексной базе вести построение достаточно детальных геологоструктурных схем исследуемых территорий, как основы для организации на них целенаправленных работ.

3. Логика растущих сложностей геологических обстановок требует комплексных методических подходов к работам на всех этапах поискового процесса. В экспедициях комплексный подход все более практикуется при наземных поисковых работах (магнито-, электро-, гравиразведка, сейсмика и др.). И это направление должно развиваться. Крайне важным является создание и испытание в условиях Якутии комплексной аэрогеофизической системы, способной к выявлению вертикально ориентированных аномальных объектов как наиболее высокопроизводительной, экспрессной и в то же время определяющей всю последующую деятельность поискового процесса. *Для решения поисковых задач в условиях «закрытых» территорий с естественным ослаблением индикационных свойств рудных тел целесообразно провести поиск и опытно-методические работы по комплексированию аэромагнитной съемки с электроразведкой по типу зондирования методом переходных процессов.* В настоящее время такое оборудование имеется как импортного, так и отечественного производства (система «Экватор»). Испытания, подбор оптимальных режимов работы, опытное внедрение лучше проводить с привлечением специалистов отраслевого института ВСЕГЕИ, ведущего эту тематику. Это важно, поскольку может потребоваться серьезная работа над программами интерпретации получаемых данных.

4. Уже *приведенные направления разработки и совершенствования методических основ геологоразведочных работ на алмазы требуют значительных объемов исследовательских поисковых и опытных работ.*

Кроме того, рассматриваемой программой предусмотрены работы по таким инновационным экспериментальным технологиям, как разработка и внедрение трехмерной рудной сейсморазведки (3D) при поисках и разведке алмазных месторождений, создание методики локального прогнозирования кимберлитовых тел на основе комплексного исследования вторичной минерализации кимберлитов и вмещающих пород. Как инновационную следует рассматривать действующую программу по модернизации системы комплексной лабораторной обработки геологических проб и керна поисковых скважин, включая внедрение современных приборов и аппаратов анализа вещества. Весьма привлекательным является

предложение об испытаниях на стадиях заверки (разбраковки) геофизических аномалий в комплексе с магниторазведкой метода микросейсмического зондирования (разработка Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН), базирующегося на использовании фонового низкочастотного микросейсмического поля Земли. В отличие от стандартных сейсмических технологий предпочтительными объектами для ММЗ являются субвертикальные структуры (в основном кимберлитовые тела). Перспективным, по результатам первых испытаний в Поморской экспедиции, для локализации потенциальных кимберлитовых объектов представляется использование георадаров новых конструкций, обладающих повышенной глубиной выявления и точностью привязки геологических неоднородностей.

В первоочередные выдвигаются работы по усилению информационно-компьютерного обеспечения геологоразведочных работ на базе разработки и применения единого для всех подразделений Комплекса норматива предоставления геологической информации (формат, версия программного продукта, правила оформления и др.). Целесообразно предусмотреть создание на единой информационной платформе системы ГИС проектов, в рамках которых будет проводиться накопление первичных данных и их передача в головной аналитический центр для дальнейшего анализа и принятия решений. При этом все использованные Компанией программные продукты должны быть доступны и внедрены в практику совместных работ подрядных научных и производственных организаций.

Неизбежное для совершенствования поисковых процессов ***усиление научно-исследовательской направленности в работах геологоразведочного комплекса должно предполагать в ближайшем периоде существенное (на 50—70 млн. руб. в год) увеличение роли поисковой, опытно-методической тематики в их общей структуре.*** Это влечет за собой более широкое привлечение сторонних научно-производственных организаций, обладающих новыми технологиями и активное участие производственных подразделений — экспедиций Комплекса. Может оказаться весьма эффективной такая организационная форма, как временный творческий коллектив, объединяющий ведущих специалистов всех участвующих сторон.

Следует уделить серьезное внимание развитию в экспедициях тематических партий для анализа поисковых ситуаций и оперативной выработки оптимальных решений по организации, методам и направлениям поисковых работ.

5. Особого внимания требует механизация ручного труда при полевых работах. Это испытания и внедрение мобильных установок для проходки вертикальных выработок глубиной до 20 метров сечением

1,25 м², механизированные шлихопромывочные комплексы, мобильные полевые обогатительные установки, рюкзачковые минидраги для отбора проб аллювия с глубины до 2 м, отсадочные машины, дезинтеграторы, грохота и др. ***Механизация производственных процессов в поле — это крайне важное направление работ не только с позиций повышения производительности и безопасности труда, но и в силу существенного повышения качества отбора и обработки проб, повышения полноты и надежности исходной геологической информации.***

6. Большая часть предложенных выше рекомендаций по совершенствованию и насыщенности методической базы поисковых работ и прогнозирования новых алмазоносных источников направлена на повышение эффективности первых стадий геологического изучения потенциально перспективных территорий с тем, чтобы путем более глубокого и предметного их обследования с использованием дистанционных технологий и легких полевых работ уточнить, сузить границы объектов поисков следующих стадий исследований. Конечной целью является достижение большей вероятности открытия месторождений при сокращении самой затратной и трудоемкой части поисков в условиях Якутии — бурения, но с необходимым усилением более «умных», соответственно более производительных и менее затратных технологий. Можно рассчитывать, что при такой постановке вопроса может не потребоваться дальнейшее увеличение финансирования геологоразведочного производства, оставив его на достигнутом уровне.

Однако для этого потребуются большие организационные усилия. В первую очередь, в Компании должна быть изменена система оценок и, соответственно, финансирования, геологоразведочных работ. ***В рамках ГРК геологоразведочное подразделение — партия, экспедиция, в целом Комплекс — должно оцениваться не как подразделение, осваивающее те или иные физические объемы геологоразведочных работ, а как научно-производственное подразделение с высокой долей интеллектуального труда, ориентированное в первую очередь на получение и анализ геологической информации.*** Измененная система показателей работы геологоразведочных подразделений Компании, оценивающих результаты их деятельности и выступающих в качестве основы для финансового обеспечения производства, должна быть построена таким образом, чтобы, в первую очередь, преследовалась цель достижения конечных геологических результатов при разумной минимизации затрат.

Экспертный совет, в целом одобряя программу работ ГРК АК «АЛРОСА» на следующее пятилетие, считает, что реализация его предложений ускорит достижение конечной цели — новых открытий алмазных месторождений.

Геологическое строение и состав руд золоторудного месторождения Надежда (Магаданская область)

А.Н.ГЛУХОВ (Учреждение Российской Академии Наук Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН; 685000, г.Магадан, ул.Портовая, д.16)

Надежда — новое месторождение золота Северо-Востока России и первый промышленный золоторудный объект, выявленный на Приколымском поднятии (террейне) в результате проведенного на современной методической основе геологического изучения ранее известного рудопоявления, признанного неперспективным. Охарактеризованы основные черты его геологии и состава руд. На примере месторождения Надежда намечены критерии для поисков объектов подобного типа в пределах Приколымья.

Ключевые слова: новое, месторождение, золоторедкометалльный, протерозойский, антиклиналь, надвиг, пологое залегание, критерии.

Глухов Антон Николаевич, gluhov76@list.ru

Geological structure and ore composition of the Nadezhda gold deposit (Magadan region)

A.N.GLUKHOV

The Nadezhda is first gold lode deposit, discovered on a Pikolymian terrane of Far North-East of the Russia. That discovering was results of the advanced exploration program on previous known non-economic ore occurrence. By the example of Nadezhda deposit maybe outlined of exploration model for this type of mineralization in the Pikolymian terrane.

Key words: new, deposit, granitoid-related gold, proterozoic, anticline, thrust, shallow dipping, exploration model.

Месторождение Надежда расположено в Среднеканском районе Магаданской области в 250 км к северу от пос.Сеймчан. Географические координаты месторождения: 64 58 16 с.ш. 153 14 27 в.д.

Россыпная золотоносность на междуречье рек Колыма—Шаманиха—Большая Столбовая была выявлена в 1933 г. В.А.Цареградским и С.Д.Раковским. С 1961 г. ведется добыча золота из россыпей. За это время добыто около 25 т россыпного золота, с учетом остаточных запасов общее количество золота в известных россыпях района оценивается в 50 т. Рудные концентрации золота впервые установил в 1936 г. Г.С.Киселев. Однако поиски золоторудных объектов на протяжении более 60 лет не давали положительных результатов. Первый успех — открытие в 1987 г. и опосредованное якутскими геологами в северо-западной части района малого по запасам месторождения Сохатиное, среднее содержание золота в рудах которого согласно оперативной оценке 1,6 г/т [6, 17].

Месторождение Надежда открыто в 2009 г. ООО «Дюамель». Предварительно оцененные по результатам поисковых и оценочных работ запасы соответствуют малому по масштабам месторождению с рудами среднего качества.

Рассмотрение геологического строения месторождения Надежда актуально по следующим причинам: 1) это второе золоторудное месторождение, выявленное в пределах Приколымского террейна за всю историю его изучения; 2) месторождение хорошо изучено с поверхности и на глубину комплексом горно-буровых,

геохимических и геофизических работ; 3) другие рудопоявления и пункты минерализации золота, известные к настоящему времени на Приколымье имеют сходные черты геологического строения. Таким образом месторождение может рассматриваться как эталонный для Приколымского террейна и одновременно новый золоторудный объект для Северо-Востока Азии, сведения о геолого-структурных особенностях, вещественном составе руд и закономерностях распределения золота в рудах которого важны как для продвижения в наших представлениях о геологии мезотермального золотого оруденения в пределах древних консолидированных структур, так и дальнейшего развития геологоразведочных работ в регионе.

История открытия. Рудопоявление Надежда открыто В.В.Васильевым в 1936 г. В нескольких пробах из канав, пройденных в 1958 г. Р.С.Фурдеем при общих поисках масштаба 1:50 000, содержания золота по данным химико-спектрального анализа достигали 0,8 г/т. Поисковые работы, проведенные в 1964—1965 гг. В.Н.Луцкиным и в 1969—1975 гг. Г.П.Семеновым и В.К.Галковским, привели к выявлению золотоносной зоны прожилково-сетчатого окварцевания северо-западной ориентировки с содержаниями Au в большинстве штучных и бороздочных проб до 0,1—2 г/т. Единичные штучные и бороздочные пробы показали содержание от 5 до 25 г/т. Конкретные рудные тела не были установлены, рудопоявление признано неперспективным из-за низких содержаний золота (В.К.Галковский, 1975).

Геохимические работы по изучению вторичных (Э.Г.Абисалов) и первичных (В.И.Сафронов, Н.С.Бирюков) ореолов рассеяния были проведены на рудопроявлении в 1987—1992 гг. По их результатам выявлены ореолы Au, Ag, Pb умеренной контрастности, сопровождающие золотоносную зону. Оруденение отнесено к золото кварцевой формации.

По результатам тематических работ в 2007 г. А.Н.Глухов и А.Г.Колесников установили, что размещение рудопроявлений и россыпей золота на Приколмые контролируется участками пересечения долгоживущих меридиональных надвигов субширотными тектономагматическими зонами в пределах контуров, выделяемых по отрицательным аномалиям магнитного и гравитационного полей, слабо вскрытых эрозией гранитоидных интрузий. Минерализация, принадлежащая к мезотермальным золото кварцевой и золоторедкометалльной формациям локализуется в межинтрузивных провисах кровли таких интрузий. Было установлено, что рудопроявление Надежда представляет собой серию зон штокверкоподобного сульфидно-кварцевого прожилкования и брекчирования вендских песчаников. В штучных пробах установлены содержания Au до 5,2 г/т.

В 2009 г. изучение объекта начало ООО «Дюамель». Золотоносная зона прожилково-сетчатого окварцевания была вскрыта и пересечена на полную мощность канавами, а затем и колонковыми скважинами со сплошным опробованием. Пересечения рудных тел получены уже в 3-й (2,7—18,6 г/т на 3 м) и 4-й (12,8—42,9 г/т на 8—19 м) канавах и 3-й скважине (6,8 г/т на 1 м). С помощью литогеохимических поисков, проведенных методом анализа сверхтонкой фракции, С.В.Соколов и Ю.В.Макарова выявили состав и структуру аномального геохимического поля, сопровождающего рудные зоны. Геофизические работы (Н.Ф.Клименко) включали наземную магниторазведку по сети 100 × 10 м и электроразведку СГ-ВП по сети 200 × 10 м. Первые позволили определить простирание рудовмещающей структуры, а вторые — оконтурить ее. С помощью специализированных тектонофизических исследований А.С.Гладков, Д.С.Кошкарёв и О.С.Лунина) установили структуру рудного поля и морфологию рудных тел. Изучение минерального состава руд (М.И.Фомина), геохимического спектра руд, их технологических свойств (А.В.Аксенов) дало возможность составить обоснованное суждение о формационной принадлежности месторождения.

Положение месторождения в региональных геологических структурах. Месторождение Надежда расположено на западном фланге Шаманихо-Столбовского рудно-россыпного района (рис. 1). В геотектоническом отношении район принадлежит Приколмыскому террейну пассивной континентальной окраины, который протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 450 км [25]. Значи-

тельная часть его площади сложена метаморфизованными протерозойскими образованиями (песчаники, метапелиты, кварц-полевошпатовые и карбонатные породы, metabазиты и гипербазиты), которые несогласно перекрываются неметаморфизованными терригенными, вулканогенно-осадочными и карбонатными породами палеозоя и позднеюрскими лагунно-молассовыми отложениями. Стратифицированные комплексы прорваны единственным штоком поздне-

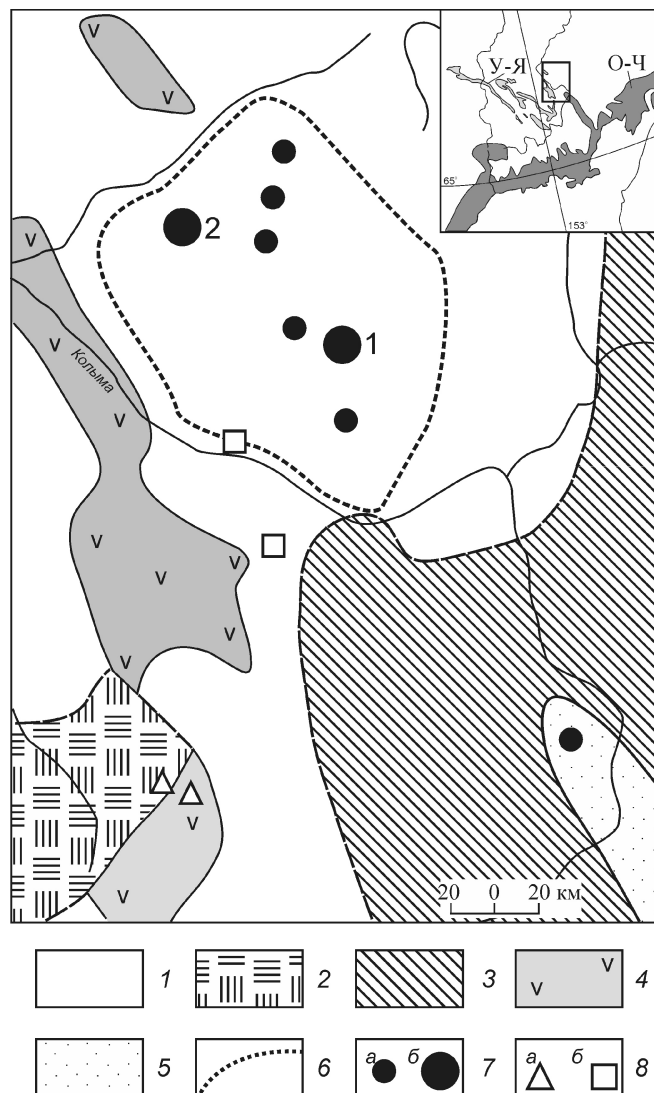


Рис. 1. Тектономинарагеническая схема Центрального Приколмыя:

террейны: 1 — Приколмыский пассивной континентальной окраины, 2 — Аргатаско-Поповкинский океанический; пояса: 3 — Яно-Колымский складчатый, 4 — Уяндино-Ясачненский вулканогенный; 5 — Омсукчанский рифт; 6 — контуры Шаманихо-Столбовского рудного района; 7 — рудопроявления (а) и месторождения (б) золота (1 — Надежда, 2 — Сохатиное); 8 — рудопроявления: а — меди, б — свинца, цинка; на врезке: О-Ч — Охотско-Чукотская вулканогенная область; У-Я — Уяндино-Ясачненский вулканогенный пояс

мезозойских коллизионных гранитоидов, а также многочисленными дайками позднемеловых базитов. Геологическая структура района представляет собой пакет тектонических пластин с центриклинальным падением плоскостей надвигов, представленных пологими (15—35°) зонами расщепления и смятия мощностью от первых сантиметров до первых сотен метров. Интенсивность дислоцированности убывает с запада на восток, согласуясь со снижением интенсивности метаморфизма. Палеозойские и мезозойские отложения залегают преимущественно субгоризонтально, лишь иногда образуя открытые линейные и брахиформные складки. Мезозойский структурный план определяется субширотными, северо-западными и северо-восточными разломами, которые группируются в линейamentные зоны широтного простирания.

Очертания Шаманихо-Столбовского рудно-россыпного района соответствуют выделяемому по геофизическим данным Центральному аномальному полю, характеризующемуся повышенными значениями T и не имеющему аналогов на Приколымском террейне и сопредельных структурах. В аномальном поле выделяются локальные гравимагнитные аномалии, имеющие изометричные очертания (площадь 300—400 км²), характеризующиеся повышенными значениями T , пониженными Z и интерпретируемые как слабо вскрытые эрозией гранитоидные тела. Центральная часть южной аномалии пространственно приурочена к штоку гранитов площадью 1,6 км². Граниты во внутренней части штока крупнозернистые порфировидные, в эндоконтактовой зоне мелкозернистые аплитовидные, сложенные калиевым полевым шпатом, альбитом, кварцем, биотитом. Экзоконтактовые изменения представлены ореолом биотитизации вмещающих кварцитов и сланцев. По петрохимическому составу [24] породы соответствуют гранитам нормального ряда. Морфология, состав и условия залегания гранитов аналогичны раннемеловому эджекальскому аляскит-гранитному комплексу Приколымского террейна детально охарактеризованному Р.И.Протопоповым [16]. Калий-аргоновые датировки пород эджекальского комплекса дают возраст в интервале от 170 до 153 млн.лет [18]. В базе данных ГЕОХРОН [1] присутствуют К-Ar определения возраста гранитов, прорывающих палеозойские толщи Приколымского террейна — 133,8 144,6 и 173,4 млн.лет соответственно.

В минерагеническом отношении Шаманихо-Столбовский рудно-россыпной район является составной частью синаккреционного Яно-Колымского мегапоояса [6]. В его пределах рудопроявления, пункты минерализации и россыпи золота сгруппированы в два узла, пространственно контролируемых контурами гранитоидных массивов, слабо вскрытых эрозией. Узлы различаются по средним значениям крупности и пробыности россыпного золота. Для северного узла

они составляют в среднем 1,25 мм и 900‰, для южного — 0,73 мм и 870‰. Наиболее богатые и крупные россыпи приурочены к фланговым частям рудно-россыпных узлов, а размещение рудопроявлений контролируется субширотными линейamentными зонами. Месторождение Надежда вместе с близкими по геологическому строению рудопроявлениями Глухаринское, Темное и пятью промышленными россыпными месторождениями золота, образует Глухаринский рудно-россыпной узел (рис. 2).

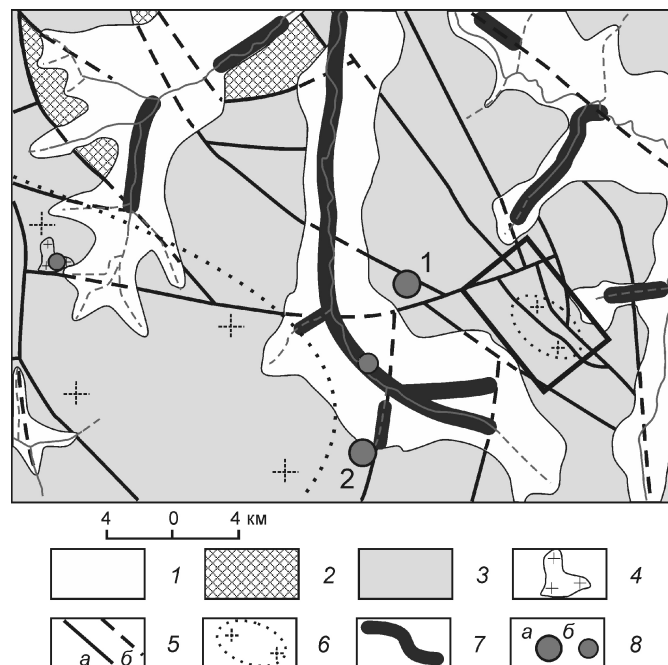


Рис. 2. Схема геологического строения Глухаринского рудно-россыпного узла:

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — юрские конгломераты; 3 — метапелиты, метабазиты, карбонатные и кварц-полевошпатовые породы протерозоя; 4 — граниты; 5 — разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 6 — нескрытые гранитоидные интрузии, предполагаемые по геофизическим данным; 7 — россыпи золота; 8 — рудопроявления (а): 1 — Глухаринское, 2 — Темное и пункты минерализации (б) золота; выделенный контур — месторождение Надежда

Геологическое строение месторождения. Стратифицированные образования рудного поля месторождения Надежда представлены литостратиграфическими подразделениями протерозоя (рис. 3,), затронутыми неравномерно проявленным динамометаморфизмом зеленосланцевой фации.

В различной степени мраморизованные известняки, доломиты и карбонатные сланцы чебукулахской серии выходят на поверхность на южном фланге рудного поля и вскрыты в центральной части месторождения скважинами на глубинах 200—400 м. Текстура

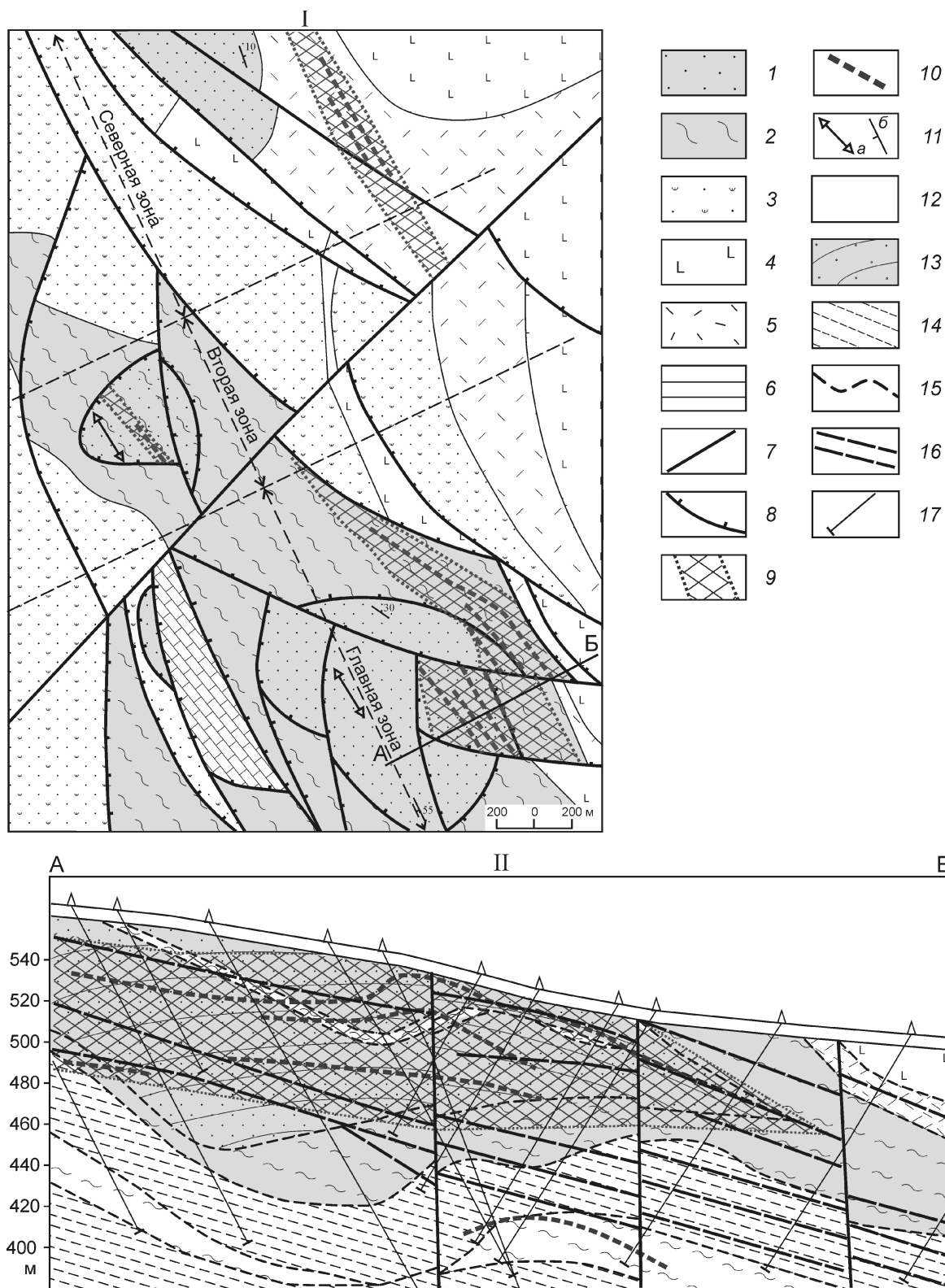


Рис. 3. Схематическая геологическая карта (), морфология и условия залегания рудных тел месторождения Надежда в разрезе по разведочному профилю А—Б ():

1 — песчаники сяпякинской свиты; 2 — кварц-серицитовые сланцы; 3 — вулканомиктовые песчаники и туффиты уянканской серии; хакдонская серия: 4 — метабазальты; 5 — метариолиты, 6 — мраморизованные известняки доломиты чебукулахской серии; 7 — разломы; 8 — надвиги; 9 — зоны лимонит-сульфидно-кварцевого прожилкования; 10 — рудные тела; 11 — ориентировка шарниров складок (а), элементы залегания слоистости (б); 12 — рыхлые четвертичные отложения; 13 — песчаники; 14 — хлорит-серицитовые сланцы; 15 — зоны интенсивного расщепления и смятия; 16 — пологие зоны дробления; 17 — скважины; горизонтальный масштаб соответствует вертикальному

пород сланцеватая, реже массивная, реликтивно-слоистая, структура порфировластовая, гетерогранобластовая. Породы на 90—99% сложены карбонатом; примесные минералы (кварц, серицит, хлорит, гематит) группируются вдоль сланцеватости или распределены по массе породы.

Хлорит-серицитовые сланцы юкагирской серии вскрыты скважинами на всей площади рудного поля на глубинах 100—300 м. Сланцы полосчато-сланцеватой, сланцевато-плойчатой текстуры и микролепидогранобластовой, реже порфировластовой структуры сложены на 80—90% хлоритом и серицитом примерно в равных пропорциях, кварцем (10—20%), акцессорными минералами (альбит, апатит, лейкоксен).

Метаморфизованные риолиты и базальты хакдонской серии на большей части площади рудного поля подстилают вендские кварцито-песчаники и выходят на поверхность на склонах водораздела. Риолиты имеют массивную и флюидальную текстуру, порфировую, гломеропорфировую структуру, размер вкрапленников 0,3—3 мм. Основная масса кварц-полевошпатового состава, вкрапленники сложены кварцем, микроклином и плагиоклазом, их доля 10—20%, акцессорные минералы представлены биотитом и лейкоксом. В зонах динамометаморфизма риолиты преобразованы до серицито-кварц-полевошпатовых сланцев с очково-сланцеватой, плойчатой текстурой и микролепидогранобластовой структурой. Метабазальты характеризуются такситовой и неясносланцеватой текстурой, призматически-зернистой структурой и сложены призматическими кристаллами плагиоклаза в микрогранобластовом матриксе, состоящем из серицита, хлорита, реже кварца. Доля рудных минералов достигает 10%, среди них преобладает магнетит, что обуславливает повышенную магнитность пород. По петрохимическому составу и содержанию малых элементов риолиты хакдонской серии соответствуют внутриплитным гранитоидам, а метабазальты — субщелочным высокотитанистым базальтам.

В различной степени метаморфизованные вулканомиктовые песчаники и туффиты уянканской серии в северо-восточной части рудного поля частично перекрывают метавулканиты хакдонской серии, а частично сменяют их по латерали.

Метаморфизованные полевошпат-кварцевые песчаники сяпякинской свиты несогласно (с размывом) перекрывают рифейские образования и вмещают 100% запасов и 80% прогнозных ресурсов месторождения. Максимальная вскрытая мощность свиты в пределах рудного поля — 150 м. Текстура песчаников слоистая, сланцеватая; структура бластописаммитовая, микролепидогранобластовая. Породы сложены обломочным кварцем (20—40%), метаморфогенным кварцем (30—50%), серицитом (20—40%); доля акцессорных и рудных минералов (альбит, апатит, циркон, ильменит, лейкоксен, магнетит) как правило

не превышает 2%, иногда 5%. В зонах динамометаморфизма песчаники преобразованы в кварц-серицитовые сланцы с плойчато-сланцеватой и тонкополосчатой текстурой и микролепидогранобластовой структурой.

Интрузивные образования на площади рудного поля принадлежат к субвулканической фации и представлены редкими маломощными (до 1 м) дайками позднемеловых долеритов, прорывающими рудные тела. По геофизическим данным в южной части рудного поля на глубине около 1 км расположен шток гранитоидов.

Гидротермально-метасоматические изменения на площади рудного поля развиты локально и не носят площадной или объемный характер. Ореолы калиевой фельдшпатизации, наложенной на песчаники и сланцы, наиболее часто встречаются на глубоких горизонтах (450 м) рудных зон. По степени измененности метасоматиты относятся к слабо-, реже среднепроявленным. Вторым по значимости типом гидротермальных изменений является окварцевание. Оно выражается в «пропитывании» песчаников и сланцев кварцем вплоть до образования гидротермальных кварцитов. Ореолы интенсивно окварцованных пород наиболее широко развиты в северной части рудного поля. Оба охарактеризованных типа гидротермальных изменений находятся на удалении от рудных тел и не связаны с оруденением. К собственно околорудным изменениям относятся образования кварц-светлослюдистых оторочек мощностью от первых миллиметров до первых сантиметров в альбандах минерализованных сульфидно-кварцевых прожилков.

Прожилково-жильные гидротермальные образования по минеральному составу и морфологии делятся на четыре группы. Первая — дорудные «альпийские» кварцевые прожилки и жилы. Невыдержанные, линзовидные, седловидные, птигматитовые, сложены белым крупно-, реже среднезернистым кварцем. Минерализация встречается крайне редко и представлена единичными зернами гематита и магнетита. Вторая — до- и пострудные прожилки мелко-тонкозернистого, безрудного кварца. Маломощные, чаще всего прямолинейной морфологии. Текстура массивная, реже полосчатая. Сложены серым полупрозрачным мелко-тонкозернистым кварцем; часто присутствует тонкая вкрапленность, реже игольчатые агрегаты турмалина. Третья — прожилки и маломощные жилы средне- и крупнозернистого белесого кварца с альбитом, карбонатом, сульфидами, лимонитом. Невыдержанные, линзовидные, седловидные, согласные со сланцеватостью. Четвертая — лимонит-сульфидно-кварцевые прожилки. Очертания прямолинейные, контакты четкие; рассекают слоистость и сланцеватость. Текстура прожилков кавернозная, друзовая, гребенчатая. Сложены средне- и крупнозернистым кварцем, изометричными агрегатами гипидиоморфных кристаллов сульфидов (пирит

99%), землистыми, ячеистыми агрегатами лимонита. Доля сульфидов в них — в среднем до 1%, на отдельных участках 10—30%. В местах сгущения прожилков они переходят в минерализованные брекчии с обломками вмещающих пород, в различной степени окварцованных и осветленных, в лимонит-сульфидно-кварцевом цементе.

Для большинства прожилково-жильных гидротермальных образований, кроме безрудных жил первой группы, характерны малые мощности — 0,1 м. Единственный продуктивный на золото тип гидротермалитов — лимонит-сульфидно-кварцевые прожилки и брекчии. Они слагают субсогласные с залеганием вмещающих пород параллельно-сетчатые и сетчатые (по классификации Л.В.Фирсова, 1985) прожилковые системы север-северо-западного простирания, мощностью от первых метров до десятков метров и шириной в плане до 100 м.

Структура рудного поля. Все горные породы, кроме позднемеловых долеритов, в пределах рудного поля в разной степени затронуты динамометаморфизмом зеленосланцевой фации и деформированы. Мощность зон пластических деформаций (интенсивного расланцевания и смятия) от десятков сантиметров до первых метров. Для зон характерно пологое до горизонтального залегание, и они маркируют границы петрографически разнородных тектонических пластин, разделенных структурами сжатия — надвигами и взбросами. Зоны дробления и брекчирования различной ориентировки и кинематики: часть из них имеет характерный сколовый облик, в то время как другие несут следы раскрытия, указывающие на формирование в условиях растяжения.

В геолого-структурном отношении рудное поле — пакет надвиговых чешуй, осложненный более поздними крутопадающими разрывами северо-западного, север-северо-западного, субширотного, субмеридионального и северо-восточного простираний (см. рис. 3, I и II). Плоскости надвигов падают в северо-восточном и восточном направлениях под углами от 0 до 30°. Корневая зона надвигового пакета расположена за пределами рудного поля, в долине р.Малая Столбовая, где наблюдаются многочисленные крутопадающие (40—70°) взбросы. Надвиги представлены двумя морфологическими типами (генерации). Первый — зоны интенсивного расланцевания и смятия, которые не пересекают границ литостратиграфических подразделений и представляют собой послойные срывы. Амплитуды смещений по ним достигают сотен метров. Второй — зоны дробления. Они субпараллельны надвигам первой генерации и в основном развиты по их плоскостям, но в отличие от них пересекают границы толщ и характеризуются небольшими амплитудами смещения — не более 50 м. Субвертикальные разломы как правило, смещают надвиги обеих генераций. Из них субмеридиональные нарушения являются подновленными и представляют со-

бой элементы крупной региональной структуры, подчеркивающейся ориентировкой долин водотоков. Структурный план месторождения осложняют порудные крутопадающие разрывы более мелкого ранга — преимущественно сбросы на восточном фланге и взбросы на западном.

Складчатые деформации также играют большую роль в структуре рудного поля. Песчаники сяпякинской свиты смяты в относительно крупную (амплитуда 130 м) пологую асимметричную антиклиналь с северо-западным (290—320°) простиранием шарнира. Более мелкие складки широко распространены в пределах рудного поля, шарниры большинства из них субгоризонтальны и ориентированы в северо-западном и север-северо-западном направлениях. Надвиги и складки участвуют в едином структурном парагенезе, что и определяет их подобное залегание.

Основные рудоподводящие и рудоконтролирующие структуры — региональные разломы субмеридионального и субширотного простираний, к сопряжению которых и приурочено месторождение. Долгоживущие субмеридиональные структуры сформировались на докембрийском этапе геологической истории Приколымья [24]. Более молодые субширотные тектонические структуры, определяющие размещение магматических и рудных образований Приколымского террейна, образовались в коллизионных условиях регионального тангенциального сжатия [18]. Кинематическое взаимодействие разрывов с разными векторами смещений определило развитие структуры объемного растяжения в юго-западном квадранте от узла пересечения разломов. Возникновение подобных рудовмещающих структур, благоприятных для формирования рудных штокерков обосновано теоретически и воспроизведено экспериментально [22].

Морфология рудных тел и рудоконтролирующие факторы. Рудные тела месторождения Надежда — линзовидные и пластообразные залежи деформированных и гидротермально-измененных песчаников и риолитов, насыщенных прожилками лимонит-сульфидно-кварцевого состава. Границы рудных тел выделяются по данным опробования. По вертикали тела образуют эшелонированную систему, прослеженную до глубины 150 м от поверхности. Протяженность Главной рудной зоны по простиранию 400 м, ширина до 300 м, мощность до первых десятков метров. Вторая рудная зона расположена на западе рудного поля и представляет собой смещенный по системе разломов фрагмент Главной зоны. Мощность ее 2 м, ширина 30—50 м, по вертикали зона фрагментарно прослеживается до глубины 15 м, по простиранию зона не прослежена. Северная рудная зона вмещается риолитами. По простиранию зона прослежена на 750 м, по падению до глубины 150 м. Мощность зоны 30—40 м, ширина 150 м.

Месторождение характеризуется высокой изменчивостью формы рудных тел и содержаний. Верти-

кальные мощности изменяются от 0,6 до 17 м, в среднем составляя 3 м, а содержания Au по пересечениям 1—44 г/т.

Рудные тела приурочены к пологим надвиговым зонам дробления. Обогащенные их участки размещаются в замковой части антиклинальной складки и ограничены крутопадающими разломами, игравшими рудоподводящую роль (см. рис. 3, II). Рудоконтролирующий структурный парагенезис наиболее проявлен в песчаниках, где он образован тремя составными частями: хрупкие надвиговые зоны дробления, антиклинальные складки в песчаниках, крутопадающие разломы северо-восточной и субмеридиональной ориентировки. Характерно, что на удалении от крутопадающих разломов пологие зоны дробления не содержат значимых концентраций золота, несмотря на развитие здесь ореолов окварцевания и сульфидизации.

Большая часть рудных тел приурочена к метаморфизованным полевошпатово-кварцевым песчаникам сяпкинской свиты с сохранившейся обломочной структурой. Наблюдаются зависимости между продуктивностью рудных тел и гранулометрическим составом вмещающих пород, интенсивностью деформаций и степенью метаморфизма. Промышленные концентрации золота сосредоточены исключительно в разнозернистых песчаниках с долей обломочных (не деформированных при динамометаморфизме) зерен не менее 20—30%. Не вмещают рудных тел горизонты песчаников, обогащенные цирконом, титаномагнетитом, ильменитом и развитые преимуще-

ственно в средних и нижних частях разреза. Пластины кварц-серицитовых сланцев, зоны интенсивного рассланцевания и смятия обрамляют рудные тела, играя роль плохо проницаемых экранов, вблизи которых происходило рудоконцентрирование. Именно здесь сосредоточены гнезда с содержаниями золота 100 г/т. В пределах Северной рудной зоны рудные интервалы приурочены к слабо деформированным риолитам с хорошо сохранившейся порфировой структурой. Экраном в данном случае послужили зоны плейчатых серицит-кварц-полевошпатовых сланцев и метабазитов. Мощности рудных тел и содержания золота здесь в 1,5—2 раза ниже по сравнению с Главной рудной зоной.

Вещественный состав руд и минералого-геохимическая зональность. Основные породообразующие минералы руд месторождения Надежда — кварц, калиевые полевые шпаты, мусковит и биотит; рудные — гематит и пирит. К редким минералам относятся халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин, ковеллин, шеелит, блёклые руды, самородное золото (таблицы 1, 2). Содержание рудных минералов как правило 1%, реже до 2%, содержание вторичных минералов железа 1—2%.

Единственный промышленно значимый минерал в рудах месторождения — самородное золото, серебро присутствует исключительно в качестве примеси в самородном золоте. Золотосеребряное отношение в среднем 10:1. Золото характеризуется широкой дисперсией размеров выделений с преобладанием мелкого и тонкого; 55% золота имеет крупность

1. Главные минералы руд месторождения Надежда

Степень распространённости	Минералы		
	рудные	породообразующие	гипергенные
Широкая		Кварц, калиевый полевой шпат, мусковит	Гидроксиды железа
Средняя	Ильменит, магнетит, титаномагнетит, сфен, рутил, циркон, гематит, пирит	Хлорит, биотит, плагиоклаз	
Малая	Галенит, сфалерит, халькопирит, ковеллин, пирротин, шеелит, блёклые руды, самородное золото	Турмалин, гранат, барит, эпидот, диопсид, апатит, ильменит, флюорит	

2. Стадии минералообразования и минеральные ассоциации месторождения Надежда

Этап	Ассоциация	Минералы
I. Метаморфогенный		Мусковит, хлорит, биотит, гранат, магнетит
II. Дорудный гидротермальный	Пирит-гематит-кварцевая	Кварц, калиевый полевой шпат, гематит, турмалин, пирит, пирротин, шеелит
III. Рудный гидротермальный	Золотополисульфидная	Пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, блёклые руды, самородное золото
IV. Гипергенный	Гидроксидов железа	Гидрогётит, лимонит, ковеллин

0,074 мм. Из этого класса 48% металла представлено частицами, крупность которых 15—25 мкм. Среди форм выделений золота преобладают интерстициальные — клиновидно пластинчатые, комковидно-угловатые, комковидно-уплощенные с неровной ячеистой поверхностью, в отдельных случаях ажурные; встречаются также кристаллы и их сростки. По пробности и цвету выделяются две группы самородного золота: умеренно высокопробное (876—897) и высокопробное (928—987); преобладает умеренно высокопробное золото. По результатам изучения самородного золота комплексом «QemScan» (ООО НИИПИ «ТОМС», г.Иркутск) единственная примесь в нем — серебро, доля которого 1,4—17,2%. Помимо золота, в составе продуктивной минеральной ассоциации наиболее часто встречается пирит, образующий скопления идиоморфных и гипидиоморфных кристаллов кубического, реже пентагондодекаэдрического габитуса, размерами от 0,1 до 1,5 мм.

Текстуры руд прожилковые, брекчиевые. Выделяются два текстурно-вещественных типа руд:

1. Кварцитопесчаники и метариолиты с лимонит-сульфидно-кварцевыми прожилками. Прожилки прямолинейной морфологии, секущие слоистость или сланцеватость, с четкими контактами. Текстура прожилков кавернозная, друзовая, гребенчатая. Они сложены гребенчатыми, друзовыми и кавернозными агрегатами крупнозернистого кварца, изометричными агрегатами гипидиоморфных кристаллов сульфидов, пленками, землистыми, ячеистыми агрегатами лимонита. Доля сульфидов в них в среднем до 5%, на отдельных участках достигает 50%.

2. Минерализованные брекчии с обломками кварцитопесчаников, в различной степени окварцованных, в лимонит-сульфидно-кварцевом цементе.

Руды в значительной степени затронуты процессами гипергенных изменений и относятся к смешанным и окисленным.

Геохимический спектр руд, ранжированный относительно безрудных песчаников, выглядит следующим образом (в скобках коэффициенты концентрации): Au (527,4)—Pb (15,2)—As (10,5)—Cu (9,1)—Zn (5,2)—Co (2,8)—Ag (2,6)—Bi (2,2)—Mo (2,1). Факторный анализ показывает состав продуктивной геохимической ассоциации: Au—Ag—As—Cu—Bi—Te. Рудные тела и столбы Главной зоны маркируются повышенными содержаниями (в г/т): As 1740, Bi 83, Te 51, Pb 5089; для Северной зоны характерны повышенные концентрации Cu 5928 и Mo 46. Фельдшпатизированные породы на глубоких горизонтах (<400 м) повышенной концентрации (в г/т): Mo 104, Co 205 и W 239.

Рудное поле обладает хорошо выраженной минералого-геохимической зональностью — латеральной и вертикальной (табл. 3). Наиболее контрастно она проявлена в типоморфизме самородного золота. Северная рудная зона, вмещаемая метариолитами, ха-

рактеризуется наивысшей пробой самородного золота (946—987) и наименьшей его медианной крупностью. Высокая проба золота (911—950) и наиболее высокая медианная крупность (0,5 мм) характерна для Второй рудной зоны, которая к тому же отличается наиболее высоким гипсометрическим положением (горизонт 550 м). В пределах Главной рудной зоны на горизонте 500—550 м проба и крупность золота плавно снижаются с северо-запада на юго-восток и по вертикали сверху вниз, достигая минимума ниже горизонта 450 м. Подобным образом в пространстве изменяется вид геохимического спектра рудных зон и значения коэффициента зональности. Интенсивная зональность ограничивает общий вертикальный размах оруденения до 100—150 м.

В целом, анализ минералого-геохимической зональности показывает сосредоточение богатого оруденения с крупным и высокопробным золотом на высоких горизонтах наименее эродированных рудных зон. Степень эродированности рудных зон увеличивается с юго-востока на северо-запад, что создает картину плавного пологого склонения оруденения в юго-восточном направлении. В поперечном сечении пологое падение рудных зон определяет асимметрию первичных ореолов с накоплением надрудных элементов в юго-западных, а подрудных — в северо-восточных крыльях.

Обсуждение. Важнейшие минералого-геохимические характеристики золотого оруденения месторождения Надежда — существенно кварцевый состав руд, их малая сульфидность, ассоциация золота с сульфидами Fe, Cu, Pb, Zn, высокое золотосеребря-

3. Минералого-геохимическая зональность месторождения Надежда

Параметры	Рудные зоны		
	Северная	Вторая	Главная
Пробность золота, ‰	946—987	911—951	Верхние горизонты: 900—945
			Нижние горизонты: 828—903
Средняя крупность золота, мм	0,074	1,2	Верхние горизонты: 0,12—0,20
			Нижние горизонты: 0,074
SbPb/CoMo	0,02	51,25	Верхние горизонты: 17,78
			Нижние горизонты: 3,51
Геохимический спектр руд	Au-Mo-Co-As	Au-Pb-Cu-As-Sb-Mo	Верхние горизонты: Au-As-Cu-Ag-Bi-Mo-Pb-Sb-Te
			Нижние горизонты: As-Cu-Au-Mo

ное отношение и проба самородного золота — определяют отнесение его к группе орогенных золоторудных месторождений [8]. Ранее большинство исследователей относили рудопроявление Надежда к золотокварцевой формации [4, 5, 6, 10]. В то же время в литературе приводились сведения о присутствии в рудах тетрадимита, примеси в самородном золоте значимых количеств Bi до 0,026% и Te до 0,01% [15]. Золото из верхнего отрезка россыпи ручья Глухариный, коренным источником которого являются рудные тела месторождения Надежда, содержит включения теллуровисмутита, вольтинита, петцита, гессита [21]. Расположенное неподалеку близкое по геологическому строению и составу минерализации рудопроявление Глухаринское в ассоциации с золотом содержит висмутин и самородный висмут. Пониженная естественная термолюминесценция золотоносного кварца месторождения Надежда, соответствующая температурам 240—270 С [5], близка к таковой для золоторедкометаллических месторождений. Характерными для золоторедкометаллических объектов являются и повышенные концентрации Ag 0,9% и Bi 2,9% в галените [4].

В этом контексте полученные автором публикации данные о повышенной роли Bi и Te в рудах месторождения Надежда, их роли в составе продуктивной геохимической ассоциации, контрастной зональности рудного поля, позволяют отнести его к золоторедкометаллической формации в соответствии с существующими систематиками [2, 7]. Ассоциирующие магматические образования представлены глубоко залегающей гранитоидной интрузией, проявленной как в геофизических полях, так и развитием на глубоких горизонтах месторождения фельдшпатизации калиевого профиля, сопровождающейся повышенными концентрациями «гранитогенных» элементов — Mo и W. Рудному полю месторождения Надежда соответствует отрицательная магнитная аномалия изометричных очертаний и площадью около 2 км², которая, вероятно, отражает наличие здесь гранитоидной интрузии — апофизы крупного массива, расположенного западнее. Контрастная вертикальная зональность рудного поля объясняется эффектом термостатирования вследствие особенностей геологической структуры рудного поля, представляющей собой пакет литологически разнородных тектонических пластин.

Требует отдельного объяснения практически полное отсутствие в рудах типоморфных для золоторедкометаллической формации минералов мышьяка и кобальта. При этом в геохимическом спектре руд эти элементы занимают важное место. По данным К.И.Жилина и Н.А.Горячева [10], пирит, ассоциирующий с золотом, отличается от пирита из безрудных образований пониженной сернистостью (0,485 против 0,475) и повышенной мышьяковистостью (до 0,3%). По мнению автора, причиной относительно

пониженных абсолютных концентраций мышьяка и кобальта и отсутствия их собственных минералов в рудах является состав докембрийских рудовмещающих комплексов Приколымского террейна, которые обогащены Fe и Cu [25], вплоть до образования сингенетичной минерализации (месторождение железа Победа, медное рудопроявление Ороек). Это принципиально отличает их от терригенных толщ верхоянского комплекса, содержащих аномально высокие концентрации As [11]. Зависимость состава руд орогенных золоторудных месторождений от состава вмещающих пород детально рассмотрена Э.П.Спирidonовым и П.А.Плетневым [23].

Месторождение Надежда отличается своеобразием геологической структуры и морфологии рудных тел. Оно определяется, с одной стороны, строгим литолого-петрографическим контролем оруденения, которое вмещается песчаниками определенной гранулометрии и степени метаморфизма, что обусловило близкий к стратиформному характер рудных тел. С другой, столь же строгим структурным контролем минерализации, которая носит штокверковый характер и локализована в пологих зонах дробления, рассекающих замковую часть антиклинальной складки. Это делает затруднительным поиск объектов-аналогов. Примеры преимущественной локализации прожилковых руд среди горизонтов и пачек благоприятных по физико-механическим свойствам песчаников известны и многочисленны. Хрестоматийным примером такого рода является Никитовское ртутное месторождение [20]; среди золоторудных объектов следует отметить «стратиформные залежи» Федоровско-Кедровского рудного поля в Кузнецком Алатау [13] и «ленточные» и «пластовые» штокверки Лево-Дыбинского месторождения Южного Верхоянья [6, 12]. Однако на всех этих объектах рудовмещающие горизонты песчаников разделены пачками пластичных сланцев, играющих роль литологических экранов, а эшелонированное размещение рудных тел по вертикали обусловлено взаимным чередованием этих пород по разрезу. На месторождении Надежда большинство рудных тел, расположенных эшелонированно по вертикали, сосредоточено в пределах одной относительно монотонной пачки песчаников, составляющей тектоническую пластину мощностью

100 м, внутри которой по разрезу изменяются лишь гранулометрический состав и степень деформированности. Наиболее близким аналогом является месторождение Телфер, находящееся на северо-западе Австралии [26, 28]. Подобно Надежде, оно расположено среди верхнепротерозойского осадочного комплекса пассивной континентальной окраины. Рудные тела вмещаются песчаниками и алевролитами, приурочены к замковой части брахиантиклинальной складки и представляют собой согласные сульфидно-кварцевые минерализованные брекчии и штокверки мощностью от первых метров до 20 м. Они рас-

положены эшелонированно на протяжении 1 км по вертикали. Генезис месторождения связывается с воздействием глубоко залегающей гранитоидной интрузии как в части формирования рудовмещающей структуры («штамповое» воздействие), так и происхождения рудоносного флюида [27].

Требуется обсуждения вопрос о возрасте оруденения. К сожалению, рудные тела и околорудные ореолы практически не содержат «гидротермального» серицита, поэтому прямые датировки руд радиоизотопными Ag-Ag или K-Ag методами затруднены. Из имеющихся в базе ГЕОХРОН [1] K-Ag определений абсолютного возраста сравнительно однородных по минеральному и химическому составу [24] кварц-полевошпатовых ортопород Шаманихо-Столбовского района (всего 33 определения) большинство (61%) находится в диапазоне 110—180 млн.лет, что соответствует средней юре—раннему мелу. При относительно симметричном характере распределения датировок, максимум которых (61%) приходится на хронологический интервал 110—180 млн.лет, обращают на себя внимание минимумы на рубежах 90—110 и 130—140 млн.лет. С позиций методики интерпретации K-Ag датировок, предложенной И.Н.Котляром и И.Л.Жулановой [14], это указывает на происходившие в течение данных хронологических отрезков термальные события, приведшие к нарушению в породах однородности изотопных систем. Такими событиями могли стать внедрение гранитоидов и последующее формирование гидротермальной минерализации. Они соответствуют этапам формирования мезозойского золотого оруденения Северо-Востока России [9] — 145—135 млн.лет (золото-кварцевое) и 125—110 млн.лет (золоторедкометалльное) соответственно. Условно раннемеловые граниты на западе Глухаринского узла рассечены слабозолотоносными (до 0,4 г/т) кварцевыми прожилками. Их текстурные особенности, пробность золота 857—864 по данным И.С.Литвиненко [15], термолюминесцентные характеристики кварца [5] и геохимический спектр сопровождающих вторичных ореолов (Au-Ag-Cu-Pb-Bi) аналогичны рудным телам месторождения Надежда. Все эти данные позволяют предполагать постгранитный возраст золоторедкометалльных руд Надежды. С другой стороны, рудные тела пересечены дайками долеритов, которые широко развиты на Приколывье и датируются поздним мелом [3], что определяет верхнюю границу хронологического интервала рудообразования. Таким образом, можно достаточно обоснованно принять возраст руд месторождения Надежда, соответствующий раннему мелу. Формирование месторождения, по всей видимости, было связано с коллизией Омолонского и Приколывского террейнов, произошедшей на рубеже юры и мела [6, 25].

По материалам статьи можно сделать выводы о том, что месторождение Надежда локализуется среди

протерозойских шельфовых и рифтогенных комплексов, слагающих ансамбль тектонических пластин, разделенных надвигами. Его пространственное положение контролируется зоной сопряжения и взаимодействия региональных долгоживущих разломов. Рудные тела — пологие линзовидно-пластообразные залежи протерозойских песчаников и риолитов, насыщенных прожилками лимонит-сульфидно-кварцевого состава. Рудоконтролирующий структурный парагенезис включает надвиговые зоны дробления, антиклинальные складки и крутопадающие разломы северо-восточной и субмеридиональной ориентировки. Сочетание литолого-петрографического и структурного рудоконтролирующих факторов обусловило близкий к стратиформному характер рудных тел. Оруденение относится к золоторедкометалльной формации и характеризуется ярко выраженной минералого-геохимической зональностью. Состав руд месторождения наследует геохимические особенности рудовмещающих комплексов, обогащенных Fe и Cu и обедненных As. Образование руд месторождения является частью процессов рудогенеза, связанных с позднемезозойскими аккреционно-коллизийными событиями, охватившими весь Северо-Восток Азии.

Автор выражает искреннюю признательность Е.Б.Александрову, В.М.Павлюку, А.А.Бирюкову, другим соратникам и коллегам, которые внесли неоценимый вклад в открытие и геологическое изучение месторождения Надежда и своими консультациями сделали возможной подготовку настоящей публикации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Котляр И.Н. «ГЕОХРОН» — компьютерная база данных изотопного датирования горных пород, минералов и руд Северо-Востока России // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. — Магадан, 1997. С. 313—318.
2. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золоторудного оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. — М.: Геос, 2001.
3. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-56 — Среднеколывск. Объяснительная записка. — Л.: ВСЕГЕИ, 1991.
4. Горячев Н.А., Жилин К.И. Самородное золото одного из районов Центрального Приколывья // Полезные ископаемые Якутии. Бюллетень научно-технической информации. — Якутск, 1983. С. 15—16.
5. Горячев Н.А. Жильный кварц золоторудных месторождений Яно-Колывского пояса. — Владивосток, 1992.
6. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. — Магадан, 1998.
7. Горячев Н.А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. — Магадан, 2003.
8. Горячев Н.А. Золоторудообразующие системы орогенных поясов // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. № 1. 2006. С. 2—16.
9. Горячев Н.А., Котляр И.Н., Лейер П.У., Ньюберри Р.Дж. Основные этапы формирования мезозойского

- золотого оруденения на Северо-Востоке России // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики / Тез. докл. всерос. совещания. —Магадан, 1997. С. 21—23.
10. Жилин К.И., Горячев Н.А. Минералого-геохимические признаки связи погребенных россыпей золота с коренными источниками и их поисковое значение (на примере одного из районов Северо-Востока СССР) // Мезозойское и кайнозойское россыпеобразование в восточных районах СССР / Тр. ЦНИГРИ. Вып. 181. —М., 1984. С. 46—49.
 11. Кокин А.В. Мышьяковая Южно-Верхоянская геохимическая провинция // Геология и геофизика. 1985. № 1. С. 74—81.
 12. Кокин А. В. Оценка перспективности рудных объектов (теория и практика). —Ростов-на-Дону: ООО «Ростиздат», 2005.
 13. Коньшиев В.О. Федоровско-Кедровское золоторудное поле литолого-стратиграфический контроль золотоносности // Отечественная геология. 2006. № 2. С. 13—19.
 14. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. —Магадан, 2001.
 15. Литвиненко И.С. Геохимия и парагенезис самородного золота россыпных месторождений Шаманихо-Столбовского района // Чтения памяти академика К.В.Симакова / Тез. докл. всерос. науч. конф. —Магадан, 2007. С. 95—96.
 16. Протопопов Р.И. Меловые зональные гранитные массивы Приколымского поднятия // Магматические комплексы рудных районов Северо-Востока СССР и их крупномасштабное геологическое картирование. —Магадан, 1991. С. 42—52.
 17. Протопопов Р.И. Первые находки рудного золота в Шаманихо-Столбовском золотороссыпном районе Северо-Востока России // Руды и металлы. 1994. № 3. С. 31—32.
 18. Протопопов Р.И. Позднемезозойские сквозьструктурные магматогенно-метасоматические зоны Приколымского поднятия и Березовской шовной зоны и связь с ними золотого оруденения // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики / Тез. докл. всерос. совещания. Магадан, 4—6 сентября 1997 г. —Магадан, 1997. С. 62—63.
 19. Протопопов Р.И. Девонские и меловые гранитоиды Приколымского поднятия. —Якутск: Изд-во Академии наук Республики Саха (Якутия), 2010.
 20. Рудные месторождения СССР. В 3-х т. Т. 2. —М.: Недра, 1978.
 21. Савва Н.Е., Буляков Г. Х., Субботникова Т.В. Реконструкция коренных источников золота россыпи руч. Глухариного (Приколымский террейн) // Золото Северного обрамления Пацифика. II Международный горно-геологический форум, посвященный 110-летию со дня рождения Ю.А.Билибина / Тез. докладов горно-геологической конф. —Магадан, 2011. С. 188—189.
 22. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон: прикладной аспект. —Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «ГЕО», 2005.
 23. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая гора (о «золотородингитовой» формации). —М.: Научный Мир, 2002.
 24. Шишкин В.А. Метаморфический комплекс Приколымского поднятия. —М.: Наука, 1979.
 25. Шникерман В.И. Домеловая минерализация Северо-Востока Азии. —Магадан, 1998.
 26. Goellinight N.M., Groves D.I., McNaughton N.J., Dima G. An Epigenetic Origin for the Telfer Gold Deposit, Western Australia // The Geology of Gold Deposits. The Perspective in 1988/ Economic Geology Monograph 6. Pp. 151—179.
 27. Rowins S.M., Groves D.I., McNaughton N.J. A Reinterpretation of the Role of Granitoids in the Genesis of Neoproterozoic Gold Mineralization in the Telfer Dome, Western Australia // Economic Geology. Vol. 92. № 2. 1996. Pp. 133—160.
 28. Rowins S.M., Groves D.I., McNaughton N.J. Neoproterozoic Telfer-style Au (Cu) deposits // AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics. 17(4). 1998. Pp. 217—223.

О распределении ресурса россыпного золота на западном участке арктической зоны Якутии

А.А.БЛИНОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Показаны особенности распределения концентраций частиц золота в составе покровных образований равнинных территорий на примере западного участка арктической зоны Якутии. Обращено внимание к наиболее представительным из них: коре выветривания рудоносных пород, речным и морским отложениям. Делается вывод о том, что характер распределения частиц золота наследует генетические особенности покровных образований. Концентрация их происходит вблизи коренного источника. Существующее представление о россыпях дальней транспортировки частиц золота не находит своего подтверждения.

Ключевые слова: россыпи золота и модель их образования.

Блинов Александр Андреевич, geo@yakutia.ru

Distribution of placer gold resources at the western part of the Yakutian Arctic zone

A.A.BLINOV

Peculiarities of distribution of gold particle concentrations in blanket formations of plain areas are shown at the example of the western part of the Yakutian Arctic zone. Attention is paid regarding the most representative of them: waste mantle of ore-bearing rocks, fluvial and marine deposits. It's concluded that, type of gold particle distribution inherits genetic peculiarities of blanket formations. Their concentration in them occurs close to primary source. Existing view of placers of distant transportation of gold particles does not find confirmation.

Key words: placer gold and model of their formation.

Выполнен анализ литературных материалов, касающихся россыпной золотоносности обширной территории с развитием покровных образований различного генезиса. Таковыми, в частности, являются коры выветривания на рудоносных породах водораздельных пространств, речные отложения областей аккумуляции и транзита обломочного материала и морские отложения — как продукты конечной седиментации. Выявленные особенности распределения в них частиц золота позволяют представить различные модели образования россыпных залежей и тем самым способствовать эффективности проведения геолого-разведочных работ. Противоречит фактам существующее представление о россыпях дальней транспортировки частиц золота мелких размерных классов: концентрация их происходит на участке эрозии коренного источника. Между тем вопрос этот не обсуждается в научной печати.

Интерес к западному участку арктической территории Якутии обусловлен главным образом высокой степенью его геологической изученности. В данной статье особое внимание обращено к россыпным проявлениям частиц золота мелких размерных классов (1 мм), наиболее представленных в осадочном покрове. При этом россыпь рассматривается не как минералогическая находка частиц, а как насыщенная их концентрация. Обращение внимания к коре выветривания рудоносных пород — как вместилищу россып-

ного золота, связано с тем обстоятельством, что за последнее время изменилось само представление о россыпях как скоплениях наиболее устойчивых минеральных зерен. Так, при рассмотрении россыпного месторождения золота, как разновидности его рудной залежи, наряду с характером перераспределения золота в продуктах выветривания рудоносного субстрата, принимается во внимание содержание его новообразованных и остаточных (эндогенные) форм [12].

Ресурс россыпного золота в коре выветривания. Значение вещества коры выветривания на рудоносном субстрате для формирования минеральных шлиховых ореолов хорошо известно. Различная сохранность этих образований на площади и представительность их в материале эрозионного среза создают сложную картину в распределении современных шлиховых ореолов золота. Разновозрастные продукты выветривания пород — специфическая особенность данной территории. Эти образования имеют площадное развитие и зрелые формы. Картирование коры выветривания в связи с россыпной золотоносностью не проводилось. Вместе с тем, известны факты детального изучения ее на отдельных участках территории. Один из таких участков расположен в пределах Уджинского поднятия Анабарской антеклизы. Картировочные работы выполнялись при разведке месторождения редкоземельных компонентов.

В процессе их выполнения выявлена древняя кора выветривания площадного типа изменчивой мощности и разнообразного состава [17]. Для пород силикатного комплекса она оказалась минимальной, достигая лишь 30 м, на карбонатитах — до 300 м. Смена вещественного состава подстилающих пород определила и зональность в распределении типа выветривания: здесь выделяются участки коры выветривания гидрослюдистой и латеритной разновидностей, отличающиеся по содержанию редкоземельных компонентов. Для месторождения определены условия для эпигенетического перераспределения вещества с обособлением зон повышенной рудоносности. Сведения о золотоносности данного месторождения отсутствуют, но в современных речных отложениях территории выявлены насыщенные ореолы золота, а морфология его частиц указывает на их интенсивное химическое преобразование. В долине р.Томтор в пробе конгломератов зафиксированы частицы золота с темно-желтыми губчатыми, хрупкими наростами, химическое и структурное преобразование отмечено и для частиц, находящихся в составе современных осадочных образований (Б.Р.Шпунт, Б.Р.Забуга, Шамшина и др., 1974). К первоначальной стадии этих изменений отнесено образование высокопробных прожилков внутри зерен, что представляется как результат процесса электрохимической коррозии, при котором происходит удаление серебра с последующей перекристаллизацией образовавшегося высокопробного золота. В составе наиболее измененных зерен отмечено присутствие вторичного, вновь отложенного золота в качестве заполнения пустот, а также в виде корочек на поверхности зерен с характерной пористой структурой и присутствием глинистых минералов и оксидов железа. Указывается также на высокую степень представительности в составе современных речных отложений района глобулярных и каплевидных форм выделений золота. В связи с этим заслуживает внимание гипотеза образования таких форм частиц в процессе осаждения золота на сгустках гидроксидов железа [11]. Наряду с этим, следует отметить, что в пустотах внутри частиц золота шаровидной формы из современных русловых отложений данной территории установлено присутствие углерода (около 0,01%). Этот факт имеет место, в частности, на участках эрозии битуминозных карбонатных пород нижнего кембрия, в образцах которых спектральным методом установлено аномально-высокое содержание золота [1], и это объясняется сорбирующей способностью органического вещества. Можно заключить, что вопрос о генетической принадлежности глобулярных форм частиц золота остается открытым.

Таким образом, на участке образования коры выветривания в пределах западного участка арктической территории возможно формирование залежи золота рудно-россыпного типа. В качестве эталона

можно принять результаты изучения золотоносности кор выветривания юга Западной Сибири [7]. Здесь определены главные факторы экзогенной концентрации золота, составляющие основу предлагаемой геолого-генетической модели формирования месторождения. Модель широко представлена в научных изданиях и потому в данном изложении не рассматривается. Необходимо лишь отметить, что прослежена она на объектах выветривания латеритного типа, в продуктах которого достигается наиболее полное вовлечение химических элементов в экзогенный рудообразующий процесс. Но вместе с тем делается вывод о значимости выявленных закономерностей для объектов, находящихся и в более низкой степени экзогенной переработки рудоносного субстрата. Важность его применительно к территории Анабарской антеклизы, рассматриваемой в данном случае, обусловлена тем обстоятельством, что здесь получили развитие коры выветривания главным образом каолинового типа. Важным является также указание на то, что золотоносные коры выветривания являются фрагментом региональной коры выветривания, то есть определяющим фактором золотоносности этих фрагментов является рудоносность подстилающего субстрата. Следовательно, можно принять к сведению представление о неравномерности распределения самородного золота в кристаллических породах Анабарского щита, в связи с существованием зон тектонического скольжения [14]. Их контролирующее значение подтверждает обнаружение контрастных геохимических аномалий золота [9]. Наконец следует отметить, что на объектах исследования золотоносной коры выветривания в Западной Сибири установлена корреляция содержания редкоземельных элементов и золота. Данное положение позволяет при оценке металлогении россыпного золота территории Анабарской антеклизы обратиться к фактически обоснованной модели геохимических преобразований рудоносного материала Томторского месторождения редких земель. Применительно к нему в литературе предложен многовариантный расчет кондиционной нормы освоения с учетом технологического качества минерального сырья. Рациональность такого подхода очевидна и к объектам золотой специализации коры выветривания, учитывая совместное нахождение различных форм выделения золота, а также различную степень их агрегации с железисто-глинистым веществом.

Ресурс россыпного золота в речных отложениях. В речных долинах территории зафиксированы шлиховые ореолы золота различной насыщенности и протяженности. В самых верховьях рек и небольших водотоках (ручьях), где аллювий слабо дифференцирован по фациям, шлиховой ореол более выдержан по содержанию компонента и в ряде случаев определен контур россыпи и подсчитан запас золота (И.М.Гончаров, В.Б.Недешев и др., 1985). Участки

образования россыпей пространственно разобщены и характеризуются различными параметрами. Так, протяженность россыпного контура в долине ручья Горелый (бассейн р.Кютюнгде) в пределах современного русла составила 3 км, а ширина 10 м. Мощность «пласта» россыпи оценивается 0,5 м при среднем содержании золота 6,5 г/м³. Его частицы представлены здесь как крупными, так и мелкими размерными классами. Максимальный размер частиц достигает 5,0 мм (масса 1,12 г), а их модальный размер оценивается 1,5—2,0 мм. В пределах поймы размеры россыпной залежи золота примерно такие же, что и в современном русле. Частицы золота в том и другом случае слабо обработаны, выявлены кристаллические формы, а также сростки с кварцем и оксидами железа. Это указывает на то, что на участке происходит эрозия коренного месторождения. Примерно такими же параметрами характеризуются россыпи, разведанные и в других ручьях данного участка территории. По характеру залегания, золотоносные отложения (нижний горизонт) представляют собой россыпи «пластового» генетического типа, механизм образования которых хорошо изучен и представлен в литературных источниках.

В руслах крупных водотоков территории, где формируется дифференцированная толща аллювия, происходит обособление участков концентрации наиболее мелких — транспортабельных в водном потоке частиц золота (1 мм), которые формируют класс россыпей «косового» генетического типа. Следует отметить, что данный тип россыпей изучен лишь в пределах русловой фациальной зоны на участках отложения крупнообломочного аллювия. Здесь происходит концентрация наиболее крупных частиц золота из состава переносимых в речном русле. В отложениях пойменной фациальной зоны аллювия, представленных песчано-глинистыми наслоениями, косовые россыпи золота остаются неизученными. За пределами территории они выявлены в Вилуйской синеклизе [2], в которой представлены главным образом частицами размером 0,1 мм. В старичной фациальной зоне аллювия, где формируются главным образом глинистые наслоения, предполагается накопление частиц золота наиболее мелких размерных фракций из состава частиц, осаждающихся в речной долине. Концентрация частиц золота пока здесь не зафиксирована, но ее местоположение можно связать с аномалиями золота, которые выявляются в поле геохимических измерений [10]. Следует отметить, что в научной литературе условия образования косовых россыпей в составе осадка пойменной и старичной фациальных зон вовсе не рассматриваются. Принципы формирования и строения россыпей в пределах русловой фациальной зоны предложены сравнительно недавно [3] и применительно к ним пока отсутствует нормативная база ведения разведочных работ.

Контур насыщенной шлиховой концентрации золота в крупных речных долинах территории отличается не только дифференциацией частиц золота по крупности, но и прерывистостью, обусловленной существованием русловой плёс-перекатной гидродинамической системы, в пределах которой наблюдается сезонная смена участков эрозии и накопления речного осадка. Вслед за этим предполагается на сравнительно небольшом отрезке русла существование сразу нескольких зон концентрации тяжелых минеральных зерен. Применительно к алмазоносным отложениям арктической территории Б.И.Прокопчук [13] предложил механизм их образования в виде «остаточного» явления (удаление мелких и легких минеральных зерен с сохранением тяжелых) на участках речных перекатов. В качестве доказательства этому рассматривается установленная здесь обратно пропорциональная зависимость между содержанием алмазных зерен и мощностью аллювия. Концентрация мелкого размерного класса тяжелых минеральных зерен происходит по представлению автора на участке речного плеса. В связи с искривлением динамической оси русла, в структуре речного потока проявлена поперечная (к руслу) циркуляция воды, которая способствует гидродинамической сортировке тяжелых частиц и концентрации их в соответствующих фациальных зонах аккумуляции речного осадка. При этом модель образования и строения россыпной залежи алмазных зерен не приводится, однако важным является вывод о концентрации минеральных частиц различной крупности. Можно лишь добавить, что в пределах плёсовой ложбины во время прохождения паводка происходит концентрация и крупных минеральных зерен, но только не в зоне аккумуляции (намывной берег), а в зоне берегового размыва.

Прерывистый характер шлиховых ореолов в пределах крупных речных долин территории подтвержден результатами проведенных геологоразведочных работ, специализированных на россыпное золото. Так в нижнем течении р.Сололи (бассейн р.Тас-Эекит) на протяжении 40 км отрезка русла опробованием аллювия с применением горных выработок (шурфы) было зафиксировано несколько участков образования россыпей золота в условиях эрозии пород протерозойского возраста, содержащих золоторудную минерализацию. На каждом из участков установлено аномально высокое содержание частиц золота в современном аллювии, имеющих рудный облик: преобладают пластинки, комочки, дендриты, кристаллические формы и сростки с кварцем. Работы выполнялись Лабораторией осадочных полезных ископаемых Пермского университета по договору с Амакинской экспедицией (С.А.Тихогласов и др., 1986). Здесь в отложениях русловой фации аллювия была зафиксирована концентрация лишь мелких частиц золота (размерный класс 1 мм), образующих в осадочной толще «висячие пласты» в форме линзовидных залежей. В контуре содержания золота 0,1 г/м³ (до 5,764 г/м³) золотоносные линзы речных отложений

имеют ширину порядка 10 м при мощности в несколько метров. Длина их вдоль русла не превышает 100 м и предположительно соответствует протяженности современных русловых аккумулятивных образований. На некоторых участках в толще разновозрастного аллювия (русло, пойма) выявлено сразу несколько сближенных друг с другом золотоносных линз, которые при дополнительной разведке могут быть объединены в единый контур россыпной залежи, ориентированной поперек речной долины согласно форме сочленения аллювиальных сегментов. Разведочные работы не были выполнены. Следует отметить, что ширина контура зависит от величины водности речного потока. Река Сололи является сравнительно небольшим водотоком. На одном из участков поймы такой крупной равнинной реки как Чара (нижнее течение), ширина россыпного контура, объединяющего в себе до пяти намывных сегментов поймы, оценивается многими сотнями метров с запасом 200 кг золота при среднем его содержании в «пласте» $0,5 \text{ г/м}^3$.

Специфика такой блокировки запаса россыпного золота обусловлена составным (сегментным) строением аллювия. Контур россыпи объединяет головные, наиболее насыщенные частицами золота, участки намывных сегментов поймы (террасы). Такие участки обычно пространственно сдвинуты друг относительно друга, что связано с постепенным смещением участка береговой эрозии во время их формирования. Корректировка направления линий разведочной сети осуществляется на основе геоморфологической съемки или дешифрирования аэрофотоснимков. В пределах отложений каждого террасового уровня контур россыпи будет иметь свое автономное положение и направленность. Обращаясь вновь к результатам опробования аллювия в долине р.Сололи следует констатировать, что зоны концентрации крупных частиц золота, приуроченные к участкам береговой эрозии, не изучались. Здесь опробовались преимущественно участки аккумуляции, то есть изучался аллювий у намывного берега, наращивающий массив поймы. Обнаружение эрозионных концентраций в пределах плёса требует организации донного опробования в зоне больших глубин речного потока. Следует отметить отсутствие практики такого способа опробования русловых отложений при проведении геологоразведочных работ. С этих позиций представляется мало обоснованным районирование участков арктической территории по развитию россыпей «автохтонной» и «аллохтонной» разновидностей (С.В.Карелин, А.В.Коробицын и др., 1988). Представительство в шлиховых пробах лишь мелких частиц привело, по мнению автора, к ошибочному выводу о существовании россыпей «дальнего» сноса, соответствующих нижним участкам течения водотоков [15]. В связи с этим следует указать на факт обнаружения на плёсовом участке русла р.Лена (среднее течение) наряду с береговой (надводной) концентрацией мелких частиц золота, также и донной концентрации его крупных

частиц на глубине около 9 м от уровня межи [5]. При этом модальный размер частиц золота в формах береговой аккумуляции речного осадка составил $0,2—0,25 \text{ мм}$, тогда как в донных формах аккумуляции он превысил 1 мм. В качестве благодарности следует отметить техническое обеспечение донного опробования Ленским речным пароходством. В отчетных материалах по изучению россыпной золотоносности рассматриваемого участка арктической территории отсутствует единство представления о причинах прерывистости шлиховых ореолов золота в речных долинах. Анализ обстановки образования ореолов золота в речных руслах арктической территории указывает на то, что прерывистость эта обусловлена не изменением уклона водной поверхности, а рудоносностью эродируемых пород, например в контуре блоковых выступов горных пород (Б.Р.Шпунт и др., 1974).

Ресурс россыпного золота в морских отложениях. Литературные сведения о концентрации россыпного золота в современных отложениях морского генезиса на западном участке арктической территории автором данной публикации не обнаружены. Выполнен сбор данных о проявлениях здесь россыпного золота в составе древних конгломератов, сформированных в прибрежно-морских условиях [8]. В качестве одного из примеров рассматривается участок Оленёкского поднятия, где в основании толщи пород протерозойского возраста зафиксирована кора выветривания. Главными первичными источниками золота в россыпь предположительно служили карбонатно-кварцевые жилы, а также зоны прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации в породах фундамента. Конгломераты сосредоточены в базальной пачке (до 20 м) свиты и встречаются также в виде отдельных прослоев по всему разрезу вышележащих песчаников. Конгломераты средне- и мелкогалечные, кварцевые, с глауконитом и коллофаном, характерно также высокое содержание минералов тяжелой фракции (до $5—6 \text{ кг/т}$). Наибольшие концентрации золота в конгломератах приурочены к отдельным прослоям с показаниями многократности отложения обломочного материала. Вместе с тем, в составе полученных навесок золота отмечаются дендриты и частицы губчатой формы, что указывает на эрозию коренного источника во время образования россыпных концентраций. Таким образом, в разрезе морских отложений выделяются рассредоточенные по их разрезу осадочные циклы второго порядка, в составе которых установлено высокое содержание золота и других тяжелых минералов [8]. Как и в бассейнах речной аккумуляции, распределение концентраций частиц золота в морских конгломератах связывается с тектоническим строением территории: россыпи прогнозируются в пределах блоковых поднятий (Б.Р.Шпунт и др., 1974). В качестве доказательства этому рассматриваются морфологические особенности частиц золота: преобладают их округлые формы, характерна высо-

кая степень сортировки частиц по крупности (массовая доля размерного класса 0,1—0,16 мм достигает 43%). Такое представление согласуется с известным опытом реконструкции прибрежно-морской обстановки образования россыпей по распространенности частиц округлой формы в пределах Лено-Вилуйского водораздела [6]. В отчетных материалах существуют сведения о приуроченности к контурам блоковых поднятий концентраций алмазных зерен и минералов платиновой группы. В результатах исследований характерным является представление о концентрации частиц золота, как в крупнообломочных, так и в песчано-глинистых наслоениях. В качестве основания к этому приводятся сведения о том, что в питающих россыпи породах (верхний рифей) отмечается тенденция увеличения содержания золота в более тонкозернистых осадках. Таким образом, на арктической территории предполагается формирование концентраций частиц золота во всем объеме морских отложений. Вместе с тем, факторы концентрации их в составе морских отложений остаются здесь неизученными. Не удовлетворительным является и определение морских обстановок образования россыпей алмазных зерен. Так, в качестве основы предлагается использовать результаты палеогеографических построений, отражающих общие закономерности формирования осадочной толщи. В связи с этим следует отметить, что образование минеральных концентраций является аномальным событием в истории накопления осадка любого генезиса и их распределение имеет свои закономерности.

На смежном, восточном участке арктической территории Якутии (акватория моря Лаптевых) изучены условия концентрации частиц золота различных размерных классов, включая и тонкодисперсные выделения [12]. При этом принималась во внимание геологическая обстановка береговой зоны суши на участках обнажения рудоносных пород, а также строение геохимического поля донных осадков. Так, в пределах залива Буор-Хая в зоне берегового пляжа и прилегающей морской акватории были установлены три участка концентраций золота, приуроченных к различным фациальным зонам накопления современных отложений. Первый участок связан с песчано-гравийно-галечными отложениями пляжа. Второй зафиксирован в песчаном поле донных наносов, а третий — в поле отложения илистого осадка. Источниками золота в россыпях являются породы прилегающей суши, приуроченные к зоне дробления. В них отмечаются кварцевые жилы и выделения пирита. Породы размываются непосредственно в морских береговых уступах, а также эродированы в устьевых участках русел рек и ручьев. Важно отметить, что в представляемых выше исследованиях концентрация частиц золота в составе донных осадков выявлена в результате минералогического и геохимического опробования. Разобщенность концентраций золота объясняется существованием различных энергетических зон

накопления донного осадка, одна из которых с содержанием золота 0,1—0,3 г/т связана с алевроито-песчаными осадками на глубинах 0—8 м, а другая, с содержанием 0,1—0,2 г/т — с морскими илами на глубинах 10 м. Прогнозируется также сорбция золота глинистым веществом. На это указывает, в частности, золотосодержательность многочисленных железомарганцевых и сидеритовых микроконкреций, широко развитых в илах данного участка морской акватории. Проведенное исследование показало существование концентраций золота, обусловленное как осадочными, так и химическими процессами на дне моря, но оно не касается строения россыпного месторождения. Важен вывод, что выявленные аномалии золота на приустьевом барьере в пределах изученного участка акватории моря Лаптевых, являются показателем специализации на золото пород прибрежной суши. Таким образом, в морских отложениях, как и в речных не проявлена транспортировка частиц золота на дальнейшее расстояние.

В понимании характера распределения ресурса россыпного золота в пределах морской акватории можно обратиться к модельным построениям разведанных здесь россыпей касситерита. Для равнинных площадей, которым свойственна сравнительно небольшая амплитуда тектонических движений, наиболее предпочтительной является модель формирования концентраций компонента в области затопленного пенеплена («планиформный» генетический тип россыпей). В обобщающей характеристике таких объектов [12], указывается на их приуроченность к участкам затопленного морем пенеплена в области нулевых амплитуд тектонических движений на флангах сводовых структур, подвергшихся умеренному погружению и затоплению во время кайнозойских трансгрессий. Главным геоморфологическим уровнем, контролирующим расположение россыпей, является волнистая поверхность пенеплена с развитой на ней корой выветривания каолин-гидрослюдистого типа, расчлененная слабопрорезанными логами и широкими планиформными долинами, условно датируемыми эоценовым возрастом. Россыпные залежи обычно пространственно строго привязаны к выходам рудных тел в плотике и тесно ассоциируют с металлоносными корами выветривания, образуя с ними единый рудный «пласт». В процессе последующих тектонических движений описанная поверхность могла оставаться под влиянием слабых денудационных процессов, которые постепенно уничтожали кору выветривания и приводили к отложению россыпного компонента в составе морских образований. Развитие трансгрессий и сопровождающие их абразионные процессы лишь моделировали поверхность пенеплена, вызывая его дополнительное сглаживание, и способствовали «растаскиванию» концентраций полезного компонента, придавая россыпи специфический планиформный характер. Такая обстановка образования россыпей золота, как уже указывалось, прогнозируется на западном участке арктической территории Якутии, в

частности в контуре погребенного Уджинского поднятия. Строение и возможные размеры россыпных залежей можно представить на основании результатов разведки россыпного месторождения олова «Боруога», расположенного в центральной части одноименной отмели у северного берега о. Большой Ляховский [16]. Обращает на себя внимание тот факт, что содержание олова в «пласте» россыпи достигает 4193 г/м^3 , тогда как в подстилающей коре выветривания оно на порядок ниже и составляет в среднем лишь 500 г/м^3 . Это является показателем концентрирующей возможности природной обогатительной системы. В результатах исследований отмечается также, что россыпи преобразованного в ходе трансгрессий погребенного пенепплена иногда сочетаются с россыпями других морфологических типов, в частности с россыпями тектонических уступов и грабен долин, образуя в совокупности единые россыпные поля, часто сложной морфологии. Важным представляется указание на то, что постановке поисковых работ на данном участке прибрежного шельфа предшествовали геохимические исследования, выявившие контрастную поверхностную геохимическую аномалию, которая, как показали дальнейшие работы, целиком располагается над погребенным россыпным полем.

Основным выводом, полученным в результате изучения литературных материалов по россыпной золотоносности платформенного участка арктической территории Якутии, является то, что характер распределения частиц золота наследует здесь генетические особенности вмещающего покровного образования. Концентрация их происходит вблизи коренного источника в специфичных условиях. Таким образом, традиционное представление о существовании на равнинных территориях россыпей «дальнего сноса частиц золота» не находит своего подтверждения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бгатов В.И., Попова М.В., Шаламов И.В. Методические рекомендации по изучению золотоносности битуминозных карбонатных и терригенно-карбонатных пород, продуктов их выветривания и карстования. — Новосибирск, 1987.
2. Блинов А.А. Минералогический состав дифференцированного аллювия зон концентрации мелкого и тонкого золота // Минералого-генетические аспекты магматизма и оруденения Якутии. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1993. С. 71—79.
3. Блинов А.А. Понятийная модель образования золотоносных россыпей косового типа // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 73—77.
4. Блинов А.А. Натурная интерпретация теоретической модели формирования аллювиальных россыпей косового типа // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 21—24.
5. Зобачев В.А., Блинов А.А., Михайлов В.А. Опыт донного опробования золотоносных отложений реки Лена // Якутия-1: Горный информационно — аналитический бюллетень (отдельный выпуск). — М.: Мир горной книги, 2008. № ОВ2. С. 107—115.
6. Избеков Э.Д. Особенности россыпного золота Вилюйской синеклизы и прилегающих регионов // Россыпи золота и их связь с коренными месторождениями в Якутии. — Якутск, 1972. С. 178—199.
7. Калинин Ю.А. Золотоносные коры выветривания юга Западной Сибири (особенности распространения, состава и строения, условия формирования) // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. — Новосибирск, 2003.
8. Константиновский А.А. Палеороссыпи в эволюции осадочной оболочки континентов. — М.: Научный мир, 2000.
9. Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И. и др. Природа золоторудной минерализации раннепротерозойского билляхского гранитоидного комплекса по геохимическим данным (Анабарский щит) // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 23—30.
10. Кузнецов В.А. Геохимические корреляции в речных долинах. — Минск: Наука и техника, 1984.
11. Николаева Л.А., Рыжов Б.В., Яблокова С.В. Глобулярно-горидальное золото осадочных толщ платформ // Тезисы докладов VIII совещания по геологии россыпей. — Киев, 1987. С. 56—58.
12. Патык-Кара Н.Г., Иванова А.М. Геохимические поиски месторождений твердых полезных ископаемых на континентальном шельфе. — М.: Научный мир, 2003.
13. Прокопчук Б.И. Алмазоносные россыпи и методика их прогнозирования и поисков. — М.: Недра, 1979.
14. Розен О.М., Злобин В.Л., Рачков В.С. Особенности геологического развития и минерализации Анабарского щита // Советская геология. 1986. № 6. С. 86—93.
15. Толстов А.В. Перспективы золотоносности Анабарской антиклизы // Вестник «Госкомгеологии». Якутск. № 1(2). 2002. С. 5—8.
16. Россыпные месторождения Ляховского оловоносного района / Под ред. И.С. Грамберга, В.И. Ушакова. — С-Пб: ВНИИОкеангеология, 2001.
17. Фролов А.Л., Толстов А.В., Белов С.Б. и др. Карбонатитовые месторождения России. — М., 2003.

Кужинская серия в тектонических структурах западного склона Южного Урала

В.А.ФИЛИППОВ (ООО «Геопоиск»; 620014, г.Екатеринбург, ул.Радищева, д.28)

Отложения кужинской серии позднего рифея накапливались в континентальном рифте на востоке Русской платформы. Присутствие в составе серии аргиллитов и эвапоритов способствовало превращению ее верхнего контакта в поверхность базального срыва.

Ключевые слова: поздний рифей, континентальный рифт, базальный срыв.

Филиппов Виталий Алексеевич, tantsyrew@mail.ru

The Kuzha Group in tectonic structures of the western slope of the Southern Urals

V.A.PHILIPPOV

Sequences of the Kuzha Group of Neoproterozoic accumulated in continental rift on the east of Russian Platform. Presence of argillites and evaporites promoted the transformation of overhead part into sole fault.

Key words: Neoproterozoic, continental rift, sole fault.

В 1997 г. в сборнике «Рифей Северной Евразии» была опубликована первая статья о кужинской серии [17], занимающей нижнюю половину разреза позднерифейских отложений Башкирского мегантиклинория (БМА). Могло показаться неприемлемым, что в стратотипической местности рифея предыдущими исследованиями эта серия была пропущена. Дело в том, что вся стратиграфия рифея этого мегантиклинория разрабатывалась в процессе поисков и разведки железных руд — бурых железняков, выходов которых в БМА множество. Не случайно многие свиты и подсвиты рифея носят названия железорудных районов и месторождений: бакальская, зигазино-комаровская, авзянская, инзерская свиты, туканская, лапштинская подсвиты. В южной части Башкирского мегантиклинория выходы бурых железняков отсутствуют. К тому же из-за бездорожья она была труднодоступна и редко посещалась геологами. Открытие в 1973 г. полиметаллических руд на Кужинском месторождении изменило ситуацию. В процессе изучения месторождения и поисков новых полиметаллических залежей было пробурено большое количество скважин — всего около 25 000 пог.м, что позволило с большой детальностью изучить разрез своеобразных отложений этого района и выделить новые стратиграфические подразделения. Из-за плохой обнаженности эти отложения были охарактеризованы ранее после геологической съемки масштаба 1:200 000 в общих чертах и без достаточного основания рассматривались как фациальное видоизменение авзянской свиты юрматинской серии среднего рифея. Отдельные их выходы относились даже к бурзянской серии раннего рифея.

В 2000 г. были опубликованы работы [3, 4] с результатами дополнительного изучения кужинской серии, подтверждающие выводы автора, но в последнее десятилетие интерес к ней угас. Это может быть связано с тем, что пионерская статья о кужинской серии в упомянутом сборнике была испорчена грубыми опечатками и пропусками целых строк. Неряшливо изданная и искаженная, она преподносилась читателю как дискуссионная, хотя в ней описывалось абсолютно реальное геологическое тело. Поэтому кратко повторим некоторые главные аргументы и приведем новые данные в пользу серьезного подхода к изучению кужинской серии.

Ареал выходов кужинской серии занимает тектоническое полуокно, ограниченное с севера и запада выходами каратауской серии, с востока — выходами юрматинской и бурзянской серий, с юга — выходами палеозоя (рис. 1). Эта структура получила название Кужинско-Бретьякской зоны [15]. Ее протяженность с севера на юг более 80 км, ширина от 7 до 15 км. Нижние участки разреза серии (рис. 2) в деталях не отличаются от отложений нижнечишмалинской подсерии востока Русской плиты [13]. В обоих подразделениях разрез начинается с базальной пачки кварцевых и пестроцветных полевошпат-кварцевых песчаников, для которых в кужинской серии сохранено название тукаевской свиты. Выше нее в Башкирском мегантиклинории и на Русской плите залегает пачка сероокрашенных песчано-алеврито-глинистых ритмитов мощностью около 90 м, называемая иногда акбердинской свитой [2]. Термином «ритмит» в этой и других частях разреза кужинской серии названы осадочные породы, состоящие из тонких (от долей мм до

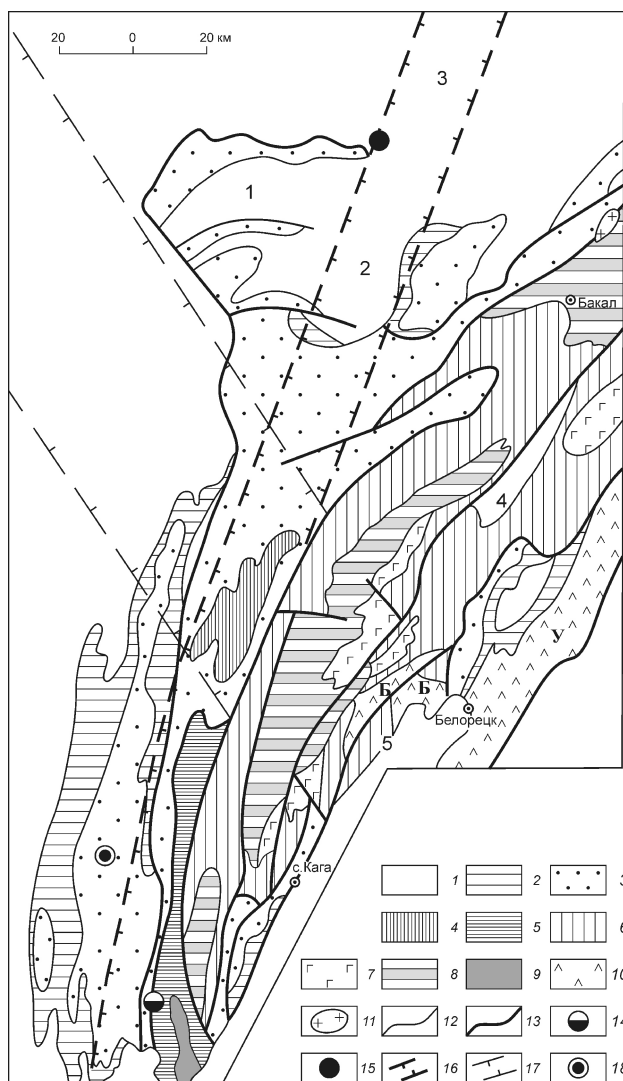


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Башкирского мегантиклинория. По материалам работы [9] с добавлениями автора:

осадочные породы: 1 — палеозоя; 2 — венда; 3 — каратауской серии верхнего рифея; 4 — инзерской свиты каратауской серии в ядре Инзерского синклиниория; 5 — кужинской серии верхнего рифея; 6 — юрматинской серии среднего рифея; 7 — вулканиты машакской серии среднего рифея; осадочные породы нижнего рифея: 8 — бурзянской серии; 9 — кабаковской свиты кыргинской серии; 10 — метаморфические комплексы (У — Уралтауский, Б — Белорецкий); 11 — Бердяшский плутон; 12 — стратиграфические границы; 13 — региональные разломы; 14 — Кужинское барит-полиметаллическое месторождение; 15 — эндогенная термальная аномалия Янгантау; 16 — предполагаемые контуры Кужинского тафrogenного прогиба под более молодыми отложениями; 17 — контуры раннерифейского Камско-Бельского прогиба под более молодыми отложениями; 18 — глубокая скважина Кулгунино-1; цифры: 1 — зона Кара-Тая; 2 — Симская мульда; 3 — Юрюзано-Сылвенская депрессия; 4 — Юрюзанская синклиналь; 5 — выход верхнего стратиграфического контакта юрматинской серии на р. Яндык

Серия	Свита	Подсвита	Индекс	Литологическая колонка	Мощность, м	
Кужинская	Брегайская	Верхняя	br ₂		>20	
		Нижняя	br ₁ ²		100	
			br ₁ ¹		100	
	Биктимирская	Верхняя	bt ₂ ³		20	
			bt ₂ ²		550	
			bt ₂ ¹		40	
		Нижняя	bt ₁ ³		180	
			bt ₁ ²		70	
			bt ₁ ¹		350	
	Уртинская	Верхняя	urt ₂		100-250	
		Нижняя	urt ₁ ³		40-100	
			urt ₁ ²		40-60	
			urt ₁ ¹		40-60	
Кыргинская	Кабаковская	Верхняя	tk ₂		90-100	
		Нижняя	tk ₁		350-400	
Кыргинская	Кабаковская		kb		1550	

Рис. 2. Литолого-стратиграфический разрез кужинской серии:

1 — песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые; 2 — песчаники грубозернистые и гравелиты кварцевые; 3 — алевролиты зеленовато-серые; 4 — алевролиты глинистые красноцветные; 5 — сланцы углисто-глинистые и алевролитоглинистые; 6 — аргиллиты красноцветные; 7 — глинисто-алевро-песчаные ритмиты; 8 — доломитистые алевропелиты; 9 — пестроцветные глинистые доломиты и мергели; 10 — доломиты; 11 — алевродоломиты; 12 — барит-полиметаллическое оруденение

1—5 см) переслаивающихся глинистых и алевропесчаных слоев. Слоистость в них горизонтальная, волнистая и линзовидная, нарушенная частыми трещинами усыхания, выполненными алевропесчаным материалом.

Различия с нижнечималинской подсерией начинаются в средней части разреза кужинской серии — уртинской свите. По сравнению со своим плитным аналогом — ольховской свитой она содержит среди пестроцветных аргиллитов, мергелей и доломитов относительно мощные — до 200 м пачки сероокрашенных доломитов, в нижней из которых находятся тела полиметаллических руд Кужинского рудного поля [19]. Увеличение мощности сероокрашенных доломитов, очевидно, вызвано увеличением глубины бассейна седиментации. И, наконец, самое главное отличие кужинской серии от плитного аналога — это присутствие мощной (1200 м) биктимирской свиты углеродистых терригенных отложений, залегающих с постепенным переходом на уртинской свите. Этот переход можно детально изучать в обнажении на правом берегу р. Кужа выше устья руч. Карагайлы-баш. Появление биктимирской свиты — следствие тафrogenеза восточной части бассейна седиментации — синхронного окраинно-плитного рифта, находившегося в пределах Башкирского мегантиклинория [18]. К зоне пульсирующих тафrogenных опусканий в вышележащей каратауской серии автор отнес участок накопления мощных (до 1000 м) терригенных отложений инзерской свиты в ядре Инзерского синклинория [22]. Выходы обеих тафrogenных зон сменяют друг друга по простиранию (см. рис. 1) и, очевидно, что каратауская зона развивалась унаследованно на месте кужинской, но была менее выражена в рельефе дна бассейна, поскольку не имела границ в виде крутопадающих разрывных нарушений. Красные аргиллиты и белые пористые доломиты бретьякской свиты завершают видимый разрез кужинской серии.

Стратиграфия кужинской серии по сравнению с другими сериями рифея Башкирского мегантиклинория разработана наиболее детально. Помимо главных подразделений: свит и подсвит в ней выделяется целый ряд небольших по мощности пачек, играющих роль региональных маркирующих горизонтов: базальные песчаники уртинской свиты, малая пестроцветная пачка, верхняя пестроцветная пачка, грубозернистые кварцевые песчаники в основании верхне-биктимирской подсвиты и др. Они кратко описаны ранее [17], а выходы их показаны на рис. 3. На этом же рисунке показано местоположение картировочной скважины 26, которая под отложениями зильмердакской свиты каратауской серии в интервалах 36,6—48,0 и 84,0—101,3 м вскрыла аргиллиты красноцветной пачки бретьякской свиты, разделенные блоком сероокрашенных пород биктимирской свиты. Подобное сдвигание мелких тектонических пластин из одной и той же пачки встречено и на Кужинском

месторождении 19. Контакт с зильмердакскими песчаниками на глубине 36,6 м четкий и по всем признакам тектонический. При геологоразведочных работах на железные руды автором столь же детально изучались отложения юрматинской серии непосредственно к востоку от выходов кужинской серии [14]. Поэтому у него никогда не возникало сомнения в обоснованности и необходимости выделения последней.

Проблематичные палеонтологические находки в породах кужинской серии по определению Т.В.Янкаускаса [2] и А.Ф.Вейса [3] типичны для отложений позднего рифея. В 3-х м ниже подошвы малой пестроцветной пачки в прослое доломита мощностью 0,5 м (скв. 159, глубина 86,5 м) обнаружена проблематика, которую З.А.Журавлева в 1975—1976 гг. определила как «онколиты плохой сохранности, близкие к формам *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., характерным для юдомия». Что касается упоминания [13] о среднерифейской проблематике в пробе Р.С.Казакова, то автору хорошо известно, что этот исследователь не изучал керн скважин, вскрывших отложения кужинской серии. Его проба не имеет географической привязки и, вероятно, взята в настоящей авзянской свите за пределами Кужинско-Бретьякской зоны.

Возраст эпигенеиза пород кужинской серии (834–71 млн.лет) почти совпадает с таковым у позднерифейской каратауской серии (800–40 млн.лет), что свидетельствует о формировании обеих серий в одном бассейне седиментации, и весьма значительно отличается от возраста эпигенеиза (525–30 млн.лет.) среднерифейской юрматинской серии [4, 5, 20]. Минеральный состав обломочного материала песчаников и алевролитов кужинской серии также отличается от состава подобных отложений юрматинской серии. Последние или совершенно не содержат полевых шпатов из-за образования в гумидных условиях (зигальгинская свита), или содержат значительное количество плагиоклаза, источником которого могли быть породы раннерифейской геосинклинальной области в пределах восточного склона Урала. Другое отличие заключается в том, что в юрматинской серии максимум содержания калиевого полевого шпата приурочен к верхнему участку разреза — к куткурской подсвите, а в кужинской к нижнему — к тукаевской свите и низам уртинской (см. таблицу). В некоторых случаях данные этой таблицы позволяют более точно определить стратиграфическую принадлежность пород. Так пачка алевролитов у пос. Бретьяк в основании одноименной свиты кужинской серии при геологической съемке масштаба 1:50 000 и в последующей публикации [11] из-за зеленовато-серой окраски была отнесена к куткурской подсвите авзянской свиты. Однако она содержит лишь единичные зерна полевых шпатов, в то время как настоящая куткурская подсвита в стратотипических разрезах характеризуется аркозовым составом алевролитов 6.

Пестроцветные терригенно-карбонатные отложения кужинской серии, состоящие из переслаивающихся красных и лиловых аргиллитов, светло-серых

и белых доломитов, зеленовато-серых и розовых доломитовых мергелей, содержат включения гипса и ангидрита. Присутствие аргиллитов и эвапоритов, значительно уступающих в механической прочности вышележащим песчаникам зильмердакской свиты каратауской серии, способствовало превращению верхнего контакта кужинской серии в поверхность базального срыва. В эпохи тектонического сжатия она выполняла роль сместителя, по которому происходило перемещение пластин из пород каратауской серии. Нельзя исключать, что в некоторых случаях под компетентные породы этой серии мог также происходить подвиг пластичных пород кужинской серии.

Вопреки традиционным представлениям, что все надвиговые дислокации в Башкирском мегантиклинории вызваны герцинским тектогенезом и происходили в основном в направлении с востока на запад [7], автор пришел к выводу, что в эпоху более раннего байкальского тектогенеза перемещение тектонических пластин могло происходить в обратном направлении, то есть с запада на восток. Убедительным примером этому является участок правобережья р.Белая у пос.Кага, сложенный породами зильмердакской, катавской и инзерской свит каратауской серии (рис. 4). Эти породы сильно дислоцированы. Оси мелких складок в них опрокинуты к востоку, в сторону перемещения пластины (рис. 5). В двух тектонических окнах среди пестроцветных отложений каратауской серии выходят темноокрашенные известко-

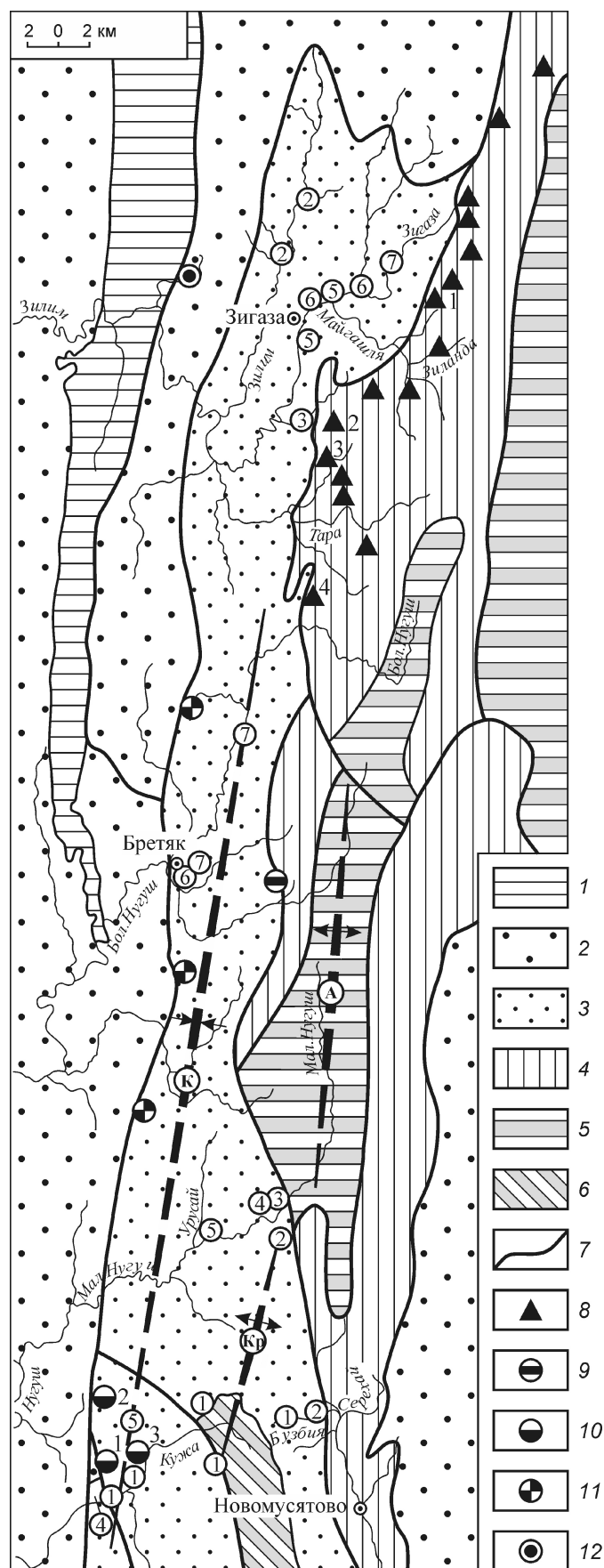


Рис. 3. Кужинско-Брестьянская зона:

1 — ашинская серия венда; 2 — каратауская серия; 3 — кужинская серия; 4 — юрматинская серия; 5 — бурзянская серия; 6 — кабаковская свита кыргинской серии; 7 — тектонические контакты; 8 — месторождения бурых железняков Зигазино-Комаровского железорудного района: 1 — Туканское, 2 — Туссаган, 3 — Западная Майгазля, 4 — Лапа-Нугуш; 9 — Брестьянское медно-мышьяково-баритовое проявление; 10 — барит-полиметаллические проявления Кужинского рудного поля: 1 — Кужинское месторождение, 2 — Уртыбашевская залежь, 3 — Восточно-Биктимирское проявление; 11 — комплексные геохимические аномалии содержания в почве бария, свинца, цинка, меди; 12 — скважина 26; оси главных складчатых структур: К — Кужинской синклинали; Кр — Кургасской антиклинали; А — Аскарской антиклинали; цифры в кружках — естественные обнажения наиболее характерных пачек кужинской серии: 1 — песчаников тукаевской свиты, 2 — базальных песчаников уртинской свиты, 3 — малой пестроцветной пачки, 4 — верхней пестроцветной пачки, 5 — кварцевых грубозернистых песчаников и гравелитов на основании верхнебиктимирской подсвиты, 6 — зеленовато-серой пачки брестьянской свиты, 7 — красноцветной пачки той же свиты; см. услов. обозн. к рис. 1

Содержание (в %) основных компонентов в обломочном материале кужинской и юрматинской серий

Место взятия	Число шлифов	Кварц	Калиевый полевой шпат	Плагиоклаз	Число шлифов	Кварц	Калиевый полевой шпат	Плагиоклаз
	<i>Кужинская серия</i> Тукаевская свита							
	Нижняя подсвита				Верхняя подсвита			
К северо-западу от пос.Зигаза	—	—	—	—	1	46	30	Нет
р. М.Нугуш у северного окончания Кургасской антиклинали	—	—	—	—	2	$\frac{65-70}{67,5}$	$\frac{10-25}{17,5}$	$\frac{2-5}{3,5}$
Бурзянский район, руч.Бузбия	10	$\frac{12-80}{45,4}$	$\frac{2-20}{9,8}$	$\frac{0-12}{4,7}$	13	$\frac{7-70}{40,5}$	$\frac{2-20}{6,6}$	$\frac{1-9}{4,0}$
	Уртинская свита Базальная пачка				Биктимирская свита Нижняя подсвита			
	—	—	—	—	11	$\frac{30-60}{47,8}$	$\frac{0-20}{13,0}$	$\frac{6-23}{10,8}$
К северо-западу от пос.Зигаза	8	$\frac{23-92}{48,4}$	$\frac{3-22}{13,1}$	$\frac{0-5}{2,2}$	—	—	—	—
р.Зигаза	—	—	—	—	8	$\frac{50-80}{65,4}$	$\frac{0-8}{1,9}$	$\frac{4-16}{8,5}$
р.Зиланда	—	—	—	—	7	$\frac{20-80}{60,4}$	$\frac{0-15}{4,7}$	$\frac{3-13}{8,1}$
	Биктимирская свита Верхняя подсвита				Бретьякская свита Зеленоватая-серая пачка			
	2	$\frac{53-65}{59}$	Нет	Нет	2	$\frac{65-75}{70}$	Единичные зерна	
р.Зигаза	7	$\frac{45-82}{69,0}$	Нет	$\frac{0-11}{2,8}$	2	$\frac{53-76}{64,5}$	Нет	$\frac{0-1}{0,5}$
р. М.Нугуш	10	$\frac{37-80}{56,0}$	$\frac{0-2}{0,2}$	$\frac{4-30}{17,9}$	—	—	—	—
	<i>Юрматинская серия</i> Зигазино-Комаровская свита							
	Серегинская подсвита				Амбарская подсвита			
пос. Рудничное у г. Бакал	20	$\frac{5-88}{62}$	Нет	Нет	—	—	—	—
Зигазино-Комаровский район, р.Тара	3	$\frac{24-35}{30}$	Нет	$\frac{2-4}{3,0}$	9	$\frac{17-54}{35,9}$	$\frac{0-9}{2,5}$	$\frac{0,11}{6,1}$
Район пос. Исмакаево	15	$\frac{46-96}{80,6}$	$\frac{0-10}{1,5}$	$\frac{0-22}{4,0}$	14	$\frac{58-84}{79,6}$	$\frac{0-9}{1,6}$	$\frac{0-9}{1,5}$
Бурзянский район, руч.Серекай	4	$\frac{67-70}{68,7}$	$\frac{0-5}{1,5}$	$\frac{8-14}{11,0}$	5	$\frac{42-70}{51,4}$	$\frac{0-7}{2,4}$	$\frac{1-15}{8,0}$
Район пос.Новомусятово	25	$\frac{58-82}{71,6}$	$\frac{0-4}{0,2}$	$\frac{3-15}{9,1}$	—	—	—	—
	Зигазино-Комаровская свита Туканская подсвита				Авзянская свита Куткурская подсвита			
	8	$\frac{48-90}{69,0}$	Нет	$\frac{0-10}{3,1}$	—	—	—	—
Бурзянский район, руч.Серекай	3	$\frac{60-68}{62,7}$	Нет	$\frac{17-22}{19,7}$	—	—	—	—
Район пос.Новомусятово	—	—	—	—	4	$\frac{25-68}{54,5}$	$\frac{0-50}{12,5}$	$\frac{0-25}{13,7}$

Примечание. Описание шлифов выполнено петрографом Н.А.Никольской; диагностика полевых шпатов производилась в открытых шлифах методом окрашивания кобальтнитритом натрия (для калиевого полевого шпата) и родинозатом калия (для плагиоклаза); дроби: числитель — предельные и знаменатель — средние содержания.

вистые песчаники и сланцы бурзянской серии ранне-го рифея. К тектоническим окнам тяготеют ранее раз-рабатываемые россыпи золота: Ирлинская, Осино-

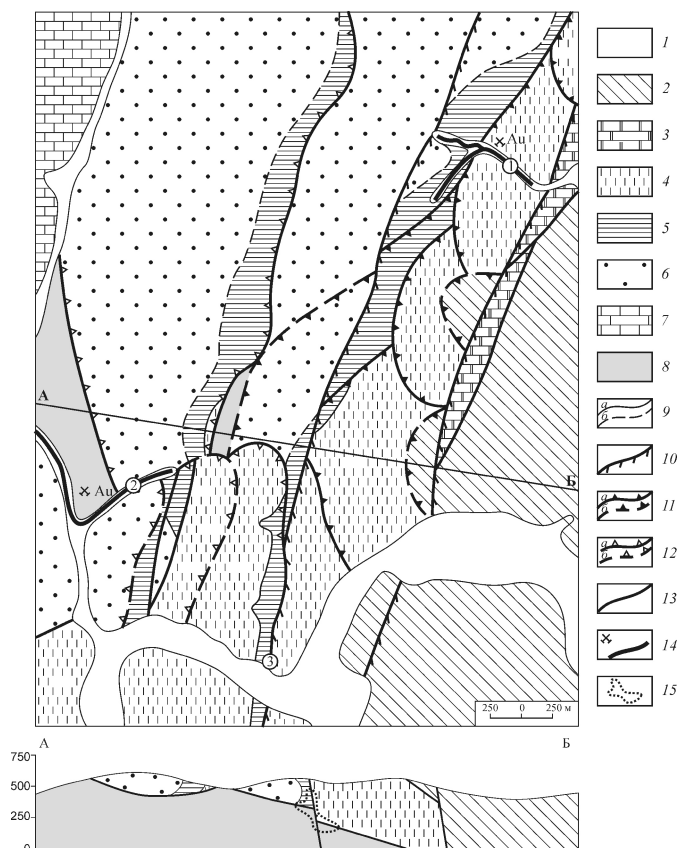


Рис. 4. Геологический план правобережья р.Белая у пос.Кага и разрез по линии А—Б:

1 — четвертичные аллювиальные отложения, *alQ*; 2 — палеозойские отложения нерасчлененные: сланцы глинистые, песчаники, конгломераты, доломиты, известняки, *PZ*; отложения каратауской серии верхнего рифея: 3 — миньярская свита, доломиты, *R3mn*, 4 — инзерская свита, песчаники, алевролиты, *R3in*, 5 — катавская свита, известняки, сланцы кварц-карбонатные, *R3kt*; 6 — зильмердакская свита, песчаники, алевролиты, сланцы серицит-хлорит-глинистые, *R3zl*; 7 — авзянская свита юрматинской серии среднего рифея: известняки, доломиты, сланцы глиняные, *R2av*; 8 — бурзянская серия нижнего рифея: песчаники, алевролиты, сланцы углисто-карбонат-кварцево-глинистые, *R1br*; 9 — стратиграфические границы: установленные (а) и предполагаемые (б); 10 — палеозойские сбросо-сдвиги; 11 — палеозойские надвиги: установленные (а) и предполагаемые (б); 12 — шарьяжи и надвиги байкальского тектонического цикла: установленные (а) и предполагаемые (б); 13 — разрывные нарушения неустановленного характера и возраста; 14 — ранее разрабатываемые россыпи золота; 15 — предполагаемое положение в разрезе коренного золотого оруденения; цифры в кружках: 1 — россыпь Осинный Лог, 2 — Ирлинская россыпь, 3 — Усть-Кагинское золотопоявление



Рис. 5. Опрокинутые к востоку мелкие складки в алевролитах инзерской свиты:

правый берег р.Белая, в 0,5 км ниже устья р.Кага

вый Лог. Из этого можно сделать вывод о том, что роль продуктивных на золото отложений на Кагинском участке выполнили отложения бурзянской серии, к которым приурочены другие золотопоявления Авзянского золоторудного района, а надвинутые породы каратауской серии были экраном основного золотого оруденения.

Тектонические контакты каратауской серии с породами кужинской и юрматинской серий в ряде мест описаны [15, 21]. Они сопровождаются линейными корами выветривания, тектоническим меланжем и мелкими интрузивными телами диабазов и сиенитов. Но до сих пор нет ни одного описания стратиграфического контакта каратауской и юрматинской серий. А в восточной части Башкирского магантиклинория: на р.Яндык к юго-западу от г.Белорецк [11] и в Юрюзанской синклинали (см. рис. 1) на породах юрматинской серии с перерывом и угловым несогласием залегают песчаники ордовика. Вопреки этим фактам в многочисленных публикациях о рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория в стратиграфических колонках каратаускую серию помещают непосредственно выше юрматинской.

Породы кужинской серии также участвуют в надвиговых дислокациях. В Зигазино-Комаровском железорудном районе, к западу от месторождения Западная Майгашля и Туссаган, породы нижнебиктимирской подсвиты тектонически надвинуты на доломиты нижней части катауской подсвиты авзянской свиты. Выход контакта — с тектоническими полукнами, по которым можно определить, что контакт полого падает к западу [16].

Бурые железняки месторождений южной части Зигазино-Комаровского района: Западная Майгашля, Лапа-Нугуш и др. относятся к наиболее богатым по содержанию железа. Но к югу от этих месторожде-

ний даже признаки железорудного оруденения отсутствуют. Причина заключается в том, что выходы железосодержащих пород авзянской свиты (анкериты, углисто-глинистые сланцы с пиритом), в результате выветривания которых образовались бурые железняки, здесь тектонически перекрыты надвинутыми с запада породами кужинской серии (биктимирской и бретьянской свит). В краевых частях мощность аллохтона может не превышать первых десятков метров, и под ним в зоне выветривания может находиться бурожелезняковое оруденение, которое увеличит ресурсы железорудного района. На этих примерах показана практическая значимость изучения кужинской серии. К ней также приурочены барит-полиметаллические руды Кужинского рудного поля [19]. Цепочка комплексных геохимических аномалий содержания в почве бария, свинца, цинка, меди, протягивающаяся к северу от Кужинского месторождения вдоль тектонического контакта кужинской и каратауской серий (см. рис. 3), показывает на возможность обнаружения других барит-полиметаллических рудопроявлений.

Тафрогенные опускания — характерная черта континентального рифтогенеза. В масштабе геологического времени они происходят мгновенно и иногда почти на наших глазах. Так в середине XIX в. произошло опускание под воду надводной части дельты р. Селенга площадью 185 км², до этого возвышавшейся над уровнем Байкала в среднем на 1,76 м [1]. Опускание сопровождалось 10-и балльным землетрясением. Будучи погребенными под поздними отложениями, тафрогенные прогибы продолжают оказывать влияние на формирование более молодых тектонических структур. Очень вероятно, что левосторонний сдвиг вдоль регионального глубинного разлома, ограничивающего с запада Кужинский тафрогенный прогиб, вызвал образование чешуйчато-надвиговых структур Кара-Тау (см. рис. 1). При этом мелкие пластины из пород каратауской серии и вышележащих пород венда и палеозоя перемещались к северу по поверхности базального срыва — верхнего контакта кужинской серии. Это предположение не меняет вывода о возможной нефтегазоносности тукаевской и уртинской свит в зоне Кара-Тау [20]. К упомянутому глубинному разлому приурочен современный эндогенный термальный поток [11] на известном курорте Янгантау. На продолжении Кужинского тафрогенного прогиба к северу находятся Симская мульда и Юрюзано-Сылвенская депрессия, что дает основание рассматривать эти палеозойские структуры как пострифтовые прогибы.

Базальная тукаевская свита кужинской серии залегает в Башкирском мегантиклинории со стратиграфическим перерывом на платформенной черносланцевой кабаковской свите раннего рифея [17]. Этот вывод автора нашел полное подтверждение в работе Н.Д.Сергеевой [12], которая признала присутствие в

описываемом мегантиклинории отложений кабаковской и тукаевской свит. Следовательно, поздне-рифейские отложения Башкирского мегантиклинория в составе кужинской и каратауской серий сформировались в окраинно-плитном рифте, в отличие от средне-рифейских машакской и юрматинской серий, сформировавшихся в межплитном рифте [23]. Однако, в районе г.Бакал юрматинская серия сокращенной мощности [18] залегает не на машакской серии, а на платформенной бакальской свите. Это естественно для плечевых участков рифтовой зоны и не противоречит выводу [23] об отсутствии достоверных средне-рифейских отложений в более западных районах Волго-Уральской области. Возникновение рифта в машакское время было следствием дивергенции плит, которые в раннерифейское время находились в состоянии мягкой коллизии [23].

В машакское время в средне-рифейском рифте происходили излияния базальтов, близких по химическому составу к толеитам рифта Красного моря [8], также являющимся межплитным рифтом. В окраинно-плитном поздне-рифейском рифте Башкирского мегантиклинория лавовые излияния совершенно отсутствуют, и единственным проявлением в нем рифтогенных процессов является тафрогенный прогиб с резко увеличенной мощностью терригенных пачек, сформировавшийся в результате компенсационных погружений участка дна бассейна седиментации.

Выделение кужинской серии заполнило пробел в стратиграфии позднего рифея Башкирского мегантиклинория. Таким образом в его разрезе оказалась не одна, а две однотипно построенные серии почти равного объема. Ранее разрез позднего рифея в Волго-Уральской области Русской плиты также описывался как двучленный, состоящий из двух одинаково построенных подсерий ярко выраженного аридного типа: нижне- и верхнечешуйчатой [13]. Но в некоторых более поздних публикациях [10] нижнечешуйчатую подсерию стали относить к среднему рифею. Автор допускает, что это сделано из местного патриотизма на основании единичной К-Аг датировки. Во всяком случае, такой шаг приводит к значительному расхождению отечественной стратиграфической шкалы докембрия с международной, в которой поздне-рифейская (неопротерозойская) эратема без верхней вендской системы (эдиокария) также разделяется на две системы: тоний и криогений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонов Б.П. Разрастающийся Байкал // Докл. АН. 2002. Т. 382. № 4. С. 540—542.
2. Андреев Ю.В., Иванова Т.В., Келлер Б.М. и др. Стратиграфия верхнего протерозоя восточной окраины Русской плиты и западного склона Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 57—68.
3. Вейс А.Ф., Ларионов Н.Н., Воробьева Н.Г., Ли Сень-Джо. Микрофоссилии в стратиграфии рифейских отложений Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий)

- и Приуралья (Камско-Бельский авлакоген) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т.8. № 5. С. 3—28.
4. *Виноградов В.И., Муравьев В.И., Буякайте М.И. и др.* Эпигенез среднерифейских отложений Башкирского мегантиклинория Южного Урала — время преобразований и геологические следствия // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 6. С. 640—652.
 5. *Виноградов В.И., Горюжанин В.М., Вейс А.Ф. др.* Rb-Sr и K-Ar датирование рифейских отложений Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) — результаты и следствия // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 5. С. 480—490.
 6. *Горяинова О.П., Фалькова Э.А.* Геология Инзерского и Зигазино-Комаровского районов Башкирской АССР // Зигазино-Комаровский и Инзерский железорудные районы Башкирии. —Уфа: Башгосиздат, 1940. С. 9—114.
 7. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. —М.: Наука, 1974.
 8. *Карстен Л.А., Иванов К.С., Маслов А.В. и др.* Природа мажакской вулканогенно-осадочной ассоциации Башкирского мегантиклинория: новые геохимические данные // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. —Екатеринбург, 1997. С. 155—166.
 9. *Козлов В.И., Краснобаев А.А., Ларионов Н.Н. и др.* Нижний рифей Южного Урала. —М.: Наука, 1989.
 10. *Маслов А.В.* Среднерифейский бассейн осадконакопления области сочленения Русской платформы и Южного Урала: литологические и фациальные особенности отложений, палеогеография и основные черты эволюции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 17—34.
 11. *Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы). —Екатеринбург, 2001.
 12. *Сергеева Н.Д.* Минералогические особенности терригенных отложений рифея, вскрытых в скважине 1 Кулгунинская (Южный Урал) // Геологический сборник № 9. Юбилейный выпуск. —Уфа, 2011. С. 9—13.
 13. *Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология* // Под ред. Б.М.Келлер, Н.М.Чумакова. —М.: Наука, 1983.
 14. *Филиппов В.А.* О фациальном контроле размещения железорудных месторождений зигазино-комаровского типа // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 5. —Уфа: Башкнигоиздат, 1972. С. 151—158.
 15. *Филиппов В.А.* Признаки крупной аллохтонной структуры в отложениях каратауской серии на западном склоне Южного Урала // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. № 3. С. 695—698.
 16. *Филиппов В.А.* Генезис железных руд Зигазино-Комаровского района (Южный Урал) в свете новых данных // Геология рудных месторождений. 1983. Т. XXV. С. 98—101.
 17. *Филиппов В.А.* Кужинская серия и палеотектонические условия ее образования // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. —Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 191—201.
 18. *Филиппов В.А.* Тектонические условия формирования древних свит Башкирского мегантиклинория и проблема их алмазности // Проблемы геологии и рудообразования. —Екатеринбург, 2001. С. 125—130.
 19. *Филиппов В.А.* Кужинское барит-полиметаллическое месторождение // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 445—458.
 20. *Филиппов В.А.* Башкирский мегантиклинорий как зона деструкции нефтегазоносного бассейна // Докл. АН. 2008. Т. 442. № 6. С. 798—801.
 21. *Филиппов В.А.* О правомерности выделения тюльменской подсвиты в разрезе древних толщ западного склона Южного Урала // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли / Мат-лы 5-го Всерос. литологического совещ. Т. II. —Екатеринбург, 2008. С. 348—350.
 22. *Филиппов В.А.* Перспективы выявления осадочных месторождений меди в верхнерифейских отложениях западного склона Южного Урала // Руды и металлы. 2009. № 2. С. 23—27.
 23. *Филиппов В.А.* Бердагуловский флиш и другие признаки коллизионной структуры в нижнерифейских отложениях западного склона Южного Урала // Отечественная геология. 2011. № 2. С. 59—63.

Комплексная эволюционная модель новейшей инверсионной структуры Хабаровско-Хехцирской системы поднятий

А.А.КОКОВКИН (Институт Тектоники и Геофизики им.Ю.А.Косыгина ДВО РАН; 680000, г.Хабаровск, ул.Ким Ю Чина, д.65).

Показана эволюционная модель новейшей структуры Хабаровско-Хехцирской системы поднятий с комплексным анализом геолого-геофизической информации. Структура Хабаровско-Хехцирской системы поднятий представлена в виде новейшего инверсионного поднятия, развивающегося с олигоцена по голоцен в активном сейсмогеодинамическом режиме, синхронно с вмещающей его Средне-Амурской впадиной. Приведено описание региональной позиции Хабаровско-Хехцирской системы поднятий и ее внутреннего строения с многообразием новейших тектонических и сейсмогенных дислокаций, особенностей гидродинамики ее подземных вод.

Ключевые слова: эволюция, новейшая тектоника, сеймотектоника, инверсионные структуры, дислокации, гидродинамика.

Коковкин Александр Александрович, kokovkin@itig.as.khb.ru

A comprehensive evolutionary model of modern inversion structure of the Khabarovsk-Khekhtsir uplift system

A.A.KOKOVKIN

A comprehensive model of modern structure of the Khabarovsk-Khekhtsir Uplift System combined with complex analysis of the geological-geophysical data is presented. The structure of KhKhUS is shown as a modern inversion uplift evolving in an active seismogeodynamic regime from the Oligocene until the Holocene synchronously with the enclosing Middle Amur depression. A description of the regional location and the internal structure of KhKhUS with a diversity of recent tectonic and seismogenic dislocations and peculiarities of hydrodynamics of its underground waters is given.

Key words: Evolution, modern tectonics, reverse-sense shear, inversion structures, dislocations, hydrodynamics.

Хабаровско-Хехцирская система поднятий (ХХСП) находится в южной части Средне-Амурской впадины. На западном борту этой системы поднятий, на правом берегу Амура расположена территория г.Хабаровск с его пригородами. Ранее эта структура рассматривалась как выступ докайнозойского фундамента, не затронутый новейшей тектоникой, лишенный также и каких-либо следов современной сейсмогеодинамической активности [2, 4, 6, 7, 17, 21, 26]. На карте общего сейсмического районирования Российской Федерации [25] все Среднее Приамурье вместе с Хабаровско-Хехцирской системой поднятий было представлено зоной длительного сейсмического «затишья». Но это спокойствие, учитывая близость активной окраины Азии, выглядит весьма неустойчивым. Представление о нем было связано, в значительной мере, с дефицитом исходной информации по новейшей тектонике и сеймотектонике.

С 1998 г. автор проводил системное изучение этой структуры, акцентированное на новейший этап ее развития, подкрепленное работой по трем научно-техническим проектам: «Составление карты радионовой опасности территории г.Хабаровск масштаба 1:50 000». —Хабаровск: СК «РАДОН»—ИТиГ ДВО РАН, 1998; «Уточнение сейсмической бал-

льности территорий городов Хабаровска и Комсомольска-на-Амуре». —Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2003; «Разработка геодинамической модели Хабаровско-Хехцирской системы поднятий с выделением зон разломов, перспективных на водоснабжение». —Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2006. В ходе исследований было выполнено более 300 км маршрутов с детальной документацией 120 обнажений. Почти 40-километровая цепь береговых обнажений Амура, опоясывающая структуру Хабаровско-Хехцирской системы поднятий с юга и запада, и многочисленные искусственные вскрытия (дорожные врезы, карьеры, строительные котлованы) обеспечили эти маршруты представительной геологической информацией.

Проведенные работы показали, что Хабаровско-Хехцирская система поднятий является *новейшей структурой инверсионного типа* с весьма высокой сейсмогеодинамической активностью. Под инверсионной структурой здесь понимается *структура континентальной коры, формирующаяся в режиме, полярном по отношению к режиму вмещающей ее геологической структуры*. В орогене с характерным для него режимом сжатия образуются *инверсионные впадины*, для формирования которых необходим режим раздвига. В рифтогене, где доминирует раздви-

говый режим, синхронно с ним, но уже в условиях сжатия, развиваются *инверсионные поднятия*. Яркая выраженность *новейших* инверсионных структур позволяет использовать их в качестве индикаторов структурирования коры на этом, самом позднем этапе ее развития [8, 11]. Представления о длительности новейшего этапа изменяются, как известно, в достаточно широких пределах [24]. В данном случае для него принят максимальный временной диапазон — время с эоцена по голоцен включительно.

Отдельные результаты проведенных исследований уже были опубликованы [1, 3, 9, 12]. В данной статье представлена итоговая модель, характеризующая региональную позицию Хабаровско-Хехцирской системы поднятий, ее внутреннее строение и особенности ее развития от времени заложения до современного состояния. Геологической основой модели послужила акцентированная на новейший этап геолого-структурная карта масштаба 1:200 000 [12], синтезировавшая геолого-геофизическую информацию по Хабаровско-Хехцирской системе поднятий и ее ближней периферии на общей площади 8000 км², с данными по дешифрированию космофотоснимков и материалов космической радарной съемки.

Результаты исследований. Базовые геодинамические модели. Моделирование структуры Хабаровско-Хехцирской системы поднятий осуществлялось в рамках более общей *волновой модели структурирования континентальной коры*, разрабатываемой автором на примере Востока Азии, на принципах и подходах синергетики [10, 11, 15, 16]. Согласно волновой модели, ход структурирования коры определяет совокупность сложноорганизованных, нелинейно развивающихся волновых процессов. Возглавляют их ритмы расширения-сжатия глобального уровня, каждый из которых осложнен ритмикой более высокой частоты. В мезозое—кайнозое проявлено два наиболее мощных ритма расширения — мезозойский (триас—ранний мел) и новейший (эоцен—голоцен), разделенные подчиненным им по масштабу поздне меловым—палеоценовым ритмом сжатия. Каждый ритм расширения сопровождается активизацией ранее сформированных и образованием новых плюмовых систем. Суперплюмы океанов с их периферическими плюмовыми системами особенно агрессивны по отношению к континентам. Ресурсы их энергии, массы и теплоемкости намного превышают соответствующие ресурсы континентальной коры — более твердой, хрупкой и более легкой по сравнению с ними. Данное положение неплохо согласуется с представлениями о взаимодействии океанических и континентальных плит, изложенными Ф.А.Летниковым в работе [18]. Воздействие плюмов на континент существенно усиливает и без того доминирующее на нем сжатие, вызывая масштабные деформации его коры. С максимальной яркостью они нашли выражение в структурах подвижных поясов — в первую очередь, окраинно-континентальных.

Сложная, нелинейно развивающаяся пульсационная ритмика расширяющихся плюмов транслируется в континентальную кору соответствующей ритмикой сжатия, выраженной другой разновидностью волновых движений, — знакопеременно-сдвиговыми перемещениями по системам глубинных разломов. Сочетание всех этих «медленных» волновых тектонических процессов определяет, в свою очередь, условия развития геологически «мгновенного» сейсмического процесса с иерархией его волновых систем от глобальных сейсмических поясов до отдельного землетрясения с его локальными резонансными деформациями.

Несколько подробнее следует остановиться на особенностях *знакопеременного сдвига*, во многом определившего характер развития структуры Хабаровско-Хехцирской системы поднятий с вмещающей ее Средне-Амурской впадиной [3, 16]. Предполагается, что структурирующие континентальную кору разломы функционируют в режиме знакопеременного сдвига с периодической сменой активности по системам разного направления. Появление в коре остаточных сдвиг-надвиговых деформаций (разрывные и пликативные дислокации) связано с *нелинейным* характером знакопеременного сдвига, выраженным в смещениях, не компенсированных смещениями полярной направленности. Разлом, который в данный момент находится в пассивной фазе развития, смещается некомпенсированным сдвигом по активному в это время разлому другой системы. В дальнейшем, во вновь активизированном (ранее пассивном) разломе формируются новые швы, в результате чего мощность разломных зон и степень их внутренней неоднородности постепенно нарастает. Именно этим может быть объяснен феномен большой, до многих десятков километров, мощности ряда разломных систем региона (Намурхэ-Амурская, Тан-Лу, Монголо-Охотская, Инкоу-Хинганская и др.), с нерегулярной фрагментацией их отдельных швов. Системы Намурхэ-Амурская и Тан-Лу контролируют, в т.ч., и развитие Хабаровско-Хехцирской системы поднятий.

Модель инверсионного поднятия (рис. 1). Инверсионные поднятия, типичным представителем которых является структура Хабаровско-Хехцирской системы поднятий, формируются под действием знакопеременного сдвига на участках осложнения глубинных разломов, чаще в узлах их пересечения с разломами иной ориентировки (см. рис. 1, А). Перманентно раскрытый характер новейших разломов региона, поддерживаемый в этом состоянии активностью его сейсмогеодинамики, предполагает, что такие участки и узлы выполнены неоднородно дезинтегрированным, флюидо-водонасыщенным субстратом с заметным дефицитом плотности. В ходе знакопеременного сдвига, при встречных возвратно-поступательных перемещениях бортов разлома, в этом практически несжимаемом субстрате создаются условия

пульсационного двустороннего сжатия. Содержащиеся в нем относительно ненарушенные блоки пород выдавливаются при этом наверх («всплывают»). Направление смещения инверсионного блока задается действующим на поверхности, на границе «земля—воздух», контрастным комплексным (динамическим, плотностным и фазовым) барьером. Блок инверсионных поднятий на фоне доминирующего вертикального движения смещается (с элементами вращения) также и по горизонтали, превращаясь в «бескорневое» образование. Ниже «всплывающего» инверсионного блока, в глубинной части разлома неизбежно формируется *компенсационная* структура с аномальным дефицитом плотности (см. рис. 1, Б). На Востоке Азии, в Сунляо-Амуру-Зейской и Амуру-Ханкайской рифтогенных системах новейшие инверсионные поднятия широко распространены.

Экспериментальная модель инверсионных поднятий. Правомерность представленной выше модели подтверждают результаты довольно простого эксперимента. В заполненный водой пластиковый контейнер размером 28 × 18 см были помещены два утяжеленных деревянных блока сечением 10 × 10 см с вы-

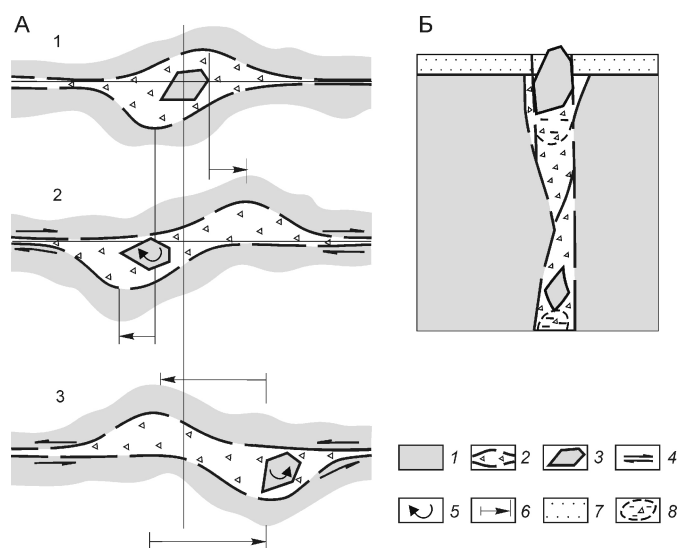


Рис. 1. Модель инверсионного поднятия:

А — фазы знакопеременного сдвига в фундаменте рифтогена (осадочный чехол снят): 1 — квазиравновесная фаза, 2 — фаза правостороннего сдвига, 3 — фаза левостороннего сдвига; Б — разрез через инверсионное поднятие для фазы 3, по работе [9] с дополнением; 1 — смещающиеся в ходе знакопеременного сдвига по разлому блоки пород фундамента; 2 — зона активного разлома с дезинтегрированным обводненным выполнением; 3 — блоки пород фундамента с ненарушенной сплошностью внутри зоны разлома; направление: 4 — сдвиговых перемещений, 5 — вращения инверсионного блока; 6 — амплитуда горизонтального смещения; 7 — рыхлые обводненные осадки рифтогена; 8 — области зоны разлома с дефицитом плотности под инверсионными блоками

резами в центральной части, имитирующие осложненную разломную структуру. В исходном положении вырезы были совмещены и заполнены природным гравийным материалом. Под гравий на дно контейнера закладывался более крупный (3—5 см) обломок, имитирующий блок инверсионного поднятия. Для большей убедительности были использованы обломки разного состава, плотности и формы. При встречных возвратно-поступательных движениях блоков с частотой до 3-х перемещений в секунду их вырезы смещались друг относительно друга с амплитудой 3,5 см. Обводненный и потому практически несжимаемый гравийный субстрат с погруженным в него обломком подвергался при этом боковому пульсационному сжатию, под действием которого обломки перемещались вверх, «всплывая» на поверхность гравийного субстрата. Время «всплытия» (6—10 секунд) находится в обратной корреляции с плотностью обломка и частотой перемещения блоков. Все «всплывающие» обломки испытывали дополнительное смещение по горизонтали, с нерегулярным вращением до 40° в разных направлениях.

Региональная позиция Хабаровско-Хехцирской системы поднятий. Характер развития описываемой системы поднятий во многом определили особенности вмещающей ее *Средне-Амурской впадины*, которая в свою очередь является частью Амуру-Ханкайской рифтогенной системы — самой крупной из новейших континентальных рифтогенов Азиатской окраины [11]. Эта система была заложена в эоцене (в начале новейшего ритма глобального расширения) на мобильной коре, существенным образом преобразованной перед этим в ходе позднемелового-палеоценового орогенеза (в рамках ритма сжатия). Внутренняя структура Средне-Амурской впадины представлена мозаикой опущенных блоков (грабены) с разделяющими их внутренними поднятиями, многие из которых выходят на современную поверхность [13]. Грабены выполнены рыхлыми обводненными осадками угленосной аллювиальной формации кайнозоя. Поднятия сложены осадочно-метаморфогенными породами позднего палеозоя-мезозоя, мезозойскими вулканитами и гранитоидами. Формирование структуры Средне-Амурской впадины контролируют глубинные разломы широтной, меридиональной и северо-восточной систем. Такая позиция Хабаровско-Хехцирской системы поднятий уже сама по себе предполагает активность ее новейшей сейсмогеодинамики.

Особенности внутреннего строения Хабаровско-Хехцирской системы поднятий (рис. 2). Данная структура с абсолютными отметками ее поверхности до 950 м контрастно выделяется на низком (30—50 м) равнинном фоне Средне-Амурской впадины [2, 6, 17, 21, 26]. Внутри она представлена мозаикой поднятых на разную высоту, трансформированных новейшей тектоникой и эрозией блоков пород

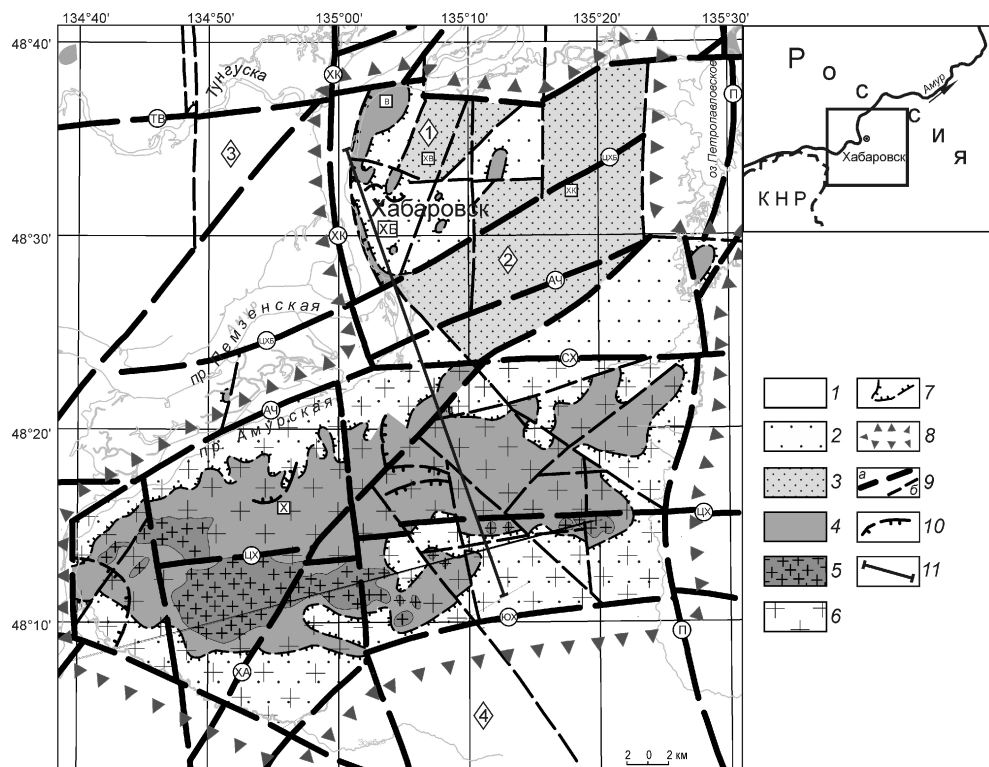


Рис. 2. Схема новейшей инверсионной структуры Хабаровско-Хехцирской системы поднятий. По работе [12]:

1 — современный аллювий Средне-Амурской впадины; 2 — осадки плиоцен-четвертичной палеодолинной сети; 3 — осадки эоцен-миоценовой аллювиальной угленосной формации; 4 — домеловые породы фундамента; гранитоиды Корфовской интрузии; 5 — выходящие на поверхность, 6 — предполагаемые на глубине; 7 — границы палеодолин; 8 — контур структуры Хабаровско-Хехцирской системы поднятий; разломы: 9 — новейшие: а — глубинные (ТВ — Тунгусско-Воронежский, СХ — Северо-Хехцирский, ЦХ — Центрально-Хехцирский, ЮХ — Южно-Хехцирский, ХК — Хабаровско-Корфовский, П — Петропавловский, ХА — Хехцирско-Анастасьевский, ЦХБ — Центрально-Хабаровский, АЧ — Амуро-Чернореченский), б — прочие; 10 — новейшие надвиги; 11 — положение разреза с гидродинамической моделью; цифры — структуры эоцен-миоценовых грабенов (1 — Базовский, 2 — Хабаровский, 3 — Николаевский, 4 — Обор-Уссурийский); блоки Хабаровско-Хехцирской системы поднятий первого (Х — Хехцирский, ХК — Хабаровско-Краснореченский, ХВ — Хабаровско-Воронежский) и второго (В — Воронежский, ХБ — Хабаровский) порядков

докайнозойского фундамента с реликтами олигоцен-миоценовых грабенов и плиоцен-четвертичных палеодолин. Размеры этих блоков изменяются в пределах от 1 км² до 100 км². Блоки литифицированных докайнозойских пород, более устойчивых к эрозии, соответствуют при этом самым поднятым частям структуры, а блоки с рыхлыми, механически неустойчивыми осадками кайнозоя — ее наименее поднятым (более эродированным) частям.

Хехцирский блок, соответствующий южной части Хабаровско-Хехцирской системы поднятий, является наиболее жестким и самым поднятым блоком этой структуры. Сложен он вулканогенно-осадочными породами триас-юрского возраста и кремнистыми

сланцами перми, прорванными в позднем мелу Корфовской гранитоидной интрузией. В западной (максимально поднятой) части блока с хребтом Большого Хехцира основная часть интрузии выведена на поверхность и препарирована новейшей эрозией. Восточнее, на Малом Хехцире, интрузия представлена серией небольших сближенных выходов гранитов и гранодиоритов среди ороговикованных пород мезозоя и перми. Судя по всему, глубинный контур интрузии должен занимать значительно больший объем, по сравнению с объемом ее приповерхностной части. Соответственно, и глубинный контур всей структуры ХХСП должен быть несколько больше ее поверхностного контура. По-видимому, именно Корфовской интрузии Хехцирский блок обязан своей повышенной жесткостью, определившей максимальную амплитуду его поднятия по сравнению с другими, менее жесткими блоками описываемой системы поднятий. Активность воздымания Хехцирского блока достаточно ярко выражена на космоснимках молодым контрастным рельефом и ступенчатой структурой его крутого южного борта.

Хабаровско-Краснореченский блок, расположенный севернее Хехцирского блока, представлен реликтовой, выведенной из седиментации и существенно эродированной структурой Хабаровского грабена. Выполнен он рыхлыми, обводненными осадками олигоцена-миоцена. По данным бурения и структурной геофизики [2, 4, 17, 21, 26], общая мощность этих осадков достигает 500—600 м на востоке и 1500 м — в западной части грабена. Выработанная эрозией полого-всхолмленная поверхность блока снижается от его бортов к центру и от центра к северо-востоку и к юго-западу (в сторону р.Амур). С поверхности блок перекрыт маломощным плащом плейстоцен-голоценовых осадков, мощность которых нарастает к р.Амур до первых десятков метров.

Хабаровско-Воронежский блок, поднятый относительно Хабаровско-Краснореченского блока амплитудой до 100—150 м, и заметно опущенный по отношению к Хехцирскому блоку, занимает северо-западную часть Хабаровско-Хехцирской системы поднятий. Этот блок, не интродуцированный гранитоидами и значительно менее жесткий по сравнению с Хехцирским блоком, отличается весьма высокой степенью дислоцированности. Внутри он представляет собой мозаику мелких, переработанных новейшей сдвиг-надвиговой тектоникой блоков алевролитов и сланцев карбона-перми с реликтами кайнозойских осадков. Самый крупный из таких реликтов — блок Базовского грабена, выполненного, как и Хабаровский грабен, в основном, олигоцен-миоценовыми осадками. Мощность их не превышает здесь 200—300 м.

На внутренних и внешних бортах поднятий Хабаровско-Хехцирской системы развита реликтовая сеть деформированных новейшей тектоникой и эрозией **плиоцен-четвертичных палеодолин**, сложенных преимущественно грубообломочными, плохо сортированными осадками аллювиально-пролювиальных фаций. Эродированная поверхность этих палеодолин характеризуется расчлененным (неравновесным) рельефом.

На Хехцирском и Хабаровско-Воронежском блоках встречаются довольно многочисленные реликты площадной и (реже) линейной **коры выветривания**. На юге Дальнего Востока России коры выветривания широко распространены, возраст их датируется здесь кайнозойем [5, 11, 23]. В пределах Хабаровско-Хехцирской системы поднятий они завершили свое формирование в эоцене (начало седиментации в Средне-Амурской впадине).

Как упоминалось, развитие новейшей структуры Хабаровско-Хехцирской системы поднятий контролируют *разломы ортогональной и диагональной систем*. Здесь в фундаменте Средне-Амурской впадины ими был сформирован крупный, напряженный по геодинамике узел, сохранивший свою активность вплоть до современного этапа. Основную роль в нем играют разломы: широтной Намурхэ-Амурской системы, субмеридиональной ориентировки и северо-восточные системы Тан-Лу, которым отчетливо подчинены разломы северо-западного направления.

Разломы **Намурхэ-Амурской** системы, оказавшие определяющее влияние на формирование Хабаровско-Хехцирской системы поднятий, уверенно дешифрируются по космофотоснимкам и материалам космической радарной съемки. Во впадине, за пределами инверсионных поднятий, они идентифицируются системой широтных линеаментов, подчеркнутых линейными фрагментами современных русел рек Амур и Тунгуска, их проток и стариц. *Южно-, Центрально- и Северо-Хехцирский* разломы этой системы контролируют развитие Хехцирского блока,

определив его современную широтную ориентировку и общий структурный план Хабаровско-Хехцирской системы поднятий. *Тунгусско-Воронежский* разлом контролирует северную границу Хабаровско-Хехцирской системы поднятий. Западнее ее разлом вмещает также и другие, менее крупные инверсионные поднятия (Новокаменское, Даниловское, Волочаевское и др.).

Субмеридиональный Хабаровско-Корфовский разлом отделяет структуру Хабаровско-Хехцирской системы поднятий от расположенного западнее Николаевского грабена. Восточный борт разлома, обнаженный в береговом уступе р.Амур на западной границе Хабаровско-Воронежского блока, насыщен новейшими (в т.ч. плейстоцен-голоценовыми) сдвиг-надвиговыми и сейсмогенными дислокациями, рассмотренными ниже.

Меридиональный Петропавловский разлом ограничивает Хабаровско-Хехцирскую систему поднятий с востока, отделяя Хехцирский блок на северо-востоке от Петропавловско-Анастасьевского поднятия, а южнее — от Обор-Уссурийского грабена. В материалах съемок — космофото- и радарной — разлом прослеживается по меридиану 135,5 до Комсомольско-Тугурского разлома на севере и до Центрального Сихотэ-Алинского — на юге. На рассматриваемой территории он контролирует положение вытянутого по меридиану Петропавловского озера и линейный фрагмент долины р.Сита, впадающей в это озеро с юга.

Система Тан-Лу представлена в Хабаровско-Хехцирской системе поднятий *Центрально-Хабаровским, Хабаровско-Анастасьевским и Амуро-Чернореченским* разломами, подчиненными нарушениям ортогональной системы. Хорошо выраженные к юго-западу от структуры Хабаровско-Хехцирской системы поднятий (на территории Китайской Народной Республики), разломы Тан-Лу постепенно теряют свою выразительность к северо-востоку от нее. Это связано с общим омоложением системы Амуро-Ханкайского рифтогена к зоне перехода континент—океан, где расположен современный фронт структурирования континентальной коры [3, 11, 15].

Новейшие дислокации Хабаровско-Хехцирской системы поднятий. Инверсионная структура ХХСП развивалась исключительно динамично, с формированием многочисленных тектонических и сейсмогенных дислокаций. Выделение новейших дислокаций в условиях, где они ранее вовсе не выделялись, потребовало особенно внимательного отношения к их диагностике. Для их идентификации был использован представительный набор признаков, применяемых в новейшей тектонике и сеймотектонике [24], дополненный и скорректированный автором с поправкой на региональную специфику [3, 9, 11].

Как уже упоминалось, максимально дислоцированными являются породы *Хабаровско-Воронежско-*

го блока. Весьма разнообразные по морфологии дислокации наблюдались здесь в береговом уступе р.Амур, вскрывающем восточный борт Хабаровско-Корфовского разлома [9]. Они представлены открытой объемной трещиноватостью, многочисленными крутыми (преимущественно субширотными) и пологими зонами дробления и тектонического меланжа, зонами милонитизации, выполненными рыхлым, глинизированным субстратом. Плоскости тектонических трещин притерты, содержат борозды и зеркала скольжения, позволяющие уверенно отделять их от широко развитых здесь трещин дилатансии. Распространенные на Амурском уступе «сухие» зоны дробления выполнены тектонитами фрактального (линзовидно-чешуйчатого) строения. Крупные чешуи с притертыми до зеркального блеска плоскостями даже при слабом ударе молотка превращаются в россыпь мелких (до первых миллиметров) чешуйчатых линз того же облика. Встречаются также «шарнирные» дислокации с системой крупночешуйчатых (размер чешуй до 2—3 м) открытых трещин, плоскости которых гематитизированы и притерты до зеркального блеска. Все эти дислокации отчетливо наложены на более ранние (палеоценовые?) зоны дробления, залеченные кварцем и карбонатом, и на близкие к ним по возрасту зоны каолинит-гидрослюдистого метасоматоза.

В северной части сопки Ореховая (небольшое поднятие, прилегающее с юго-запада к реликтовой структуре Базовского грабена) карьером вскрыт фрагмент крупной системы новейших сдвиг-надвиговых дислокаций. Сам карьер размером 200 150 м не выходит за пределы этой системы. В северо-западном уступе карьера обнажена крутая субширотная зона дробления с видимой мощностью около 50 м, наложенная на кору выветривания кремнистых

сланцев карбона—перми. Эта зона сложена перетертыми красноцветными глинами коры выветривания с «завернутыми» в них тектонитами сланцев размером до 30—40 см.

На Амурском уступе широко распространены структуры *современных выдвигов* довольно экзотического вида (рис. 3). Они представлены локальными блоками углеродисто-кремнистых алевролитов и кремнистых сланцев шириной до 15 м, выдвинутыми из борта Хабаровско-Корфовского разлома в русло-вой амурский аллювий с амплитудой до 20 м. Структуры выдвигов разбиты на систему чешуй размером 1—4 м (см. рис. 3). Поверхности чешуй притерты до зеркал и покрыты штрихами и бороздами скольжения, ориентировка которых указывает на соответствующее направление выдвигов — от борта разлома в Амурское русло. По контактам выдвигов с вмещающими породами развиты открытые субверти-

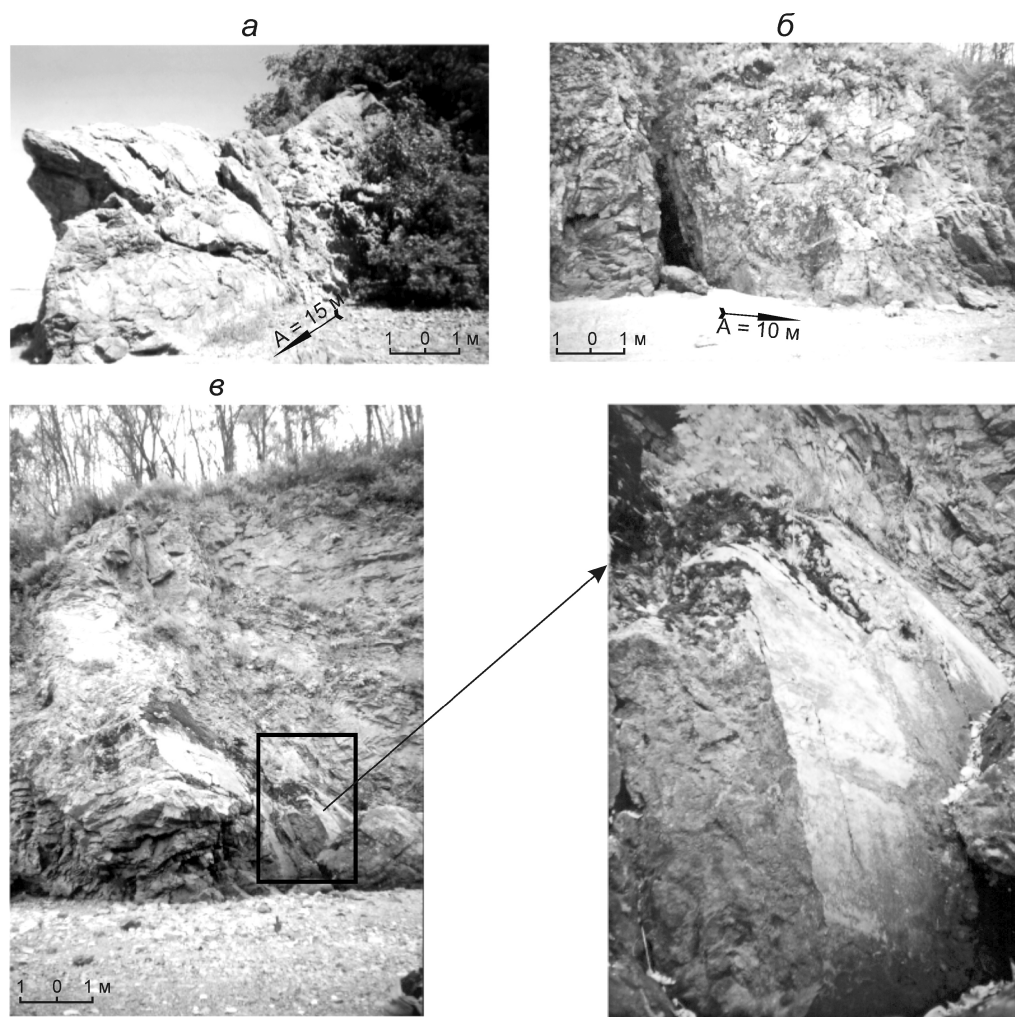


Рис. 3. Выдвиги блоков докайнозойских пород в русло Амура из восточного борта Хабаровско-Корфовского разлома на Воронежском блоке:

а — выдвиг кремнистых сланцев со смещением коры выветривания (справа сверху); б — выдвиг углеродисто-кремнистых алевролитов с формированием щелевидной пещеры по трещине отрыва; в — чешуйчатые дислокации на фронте выдвиг в блоке углеродисто-кремнистых алевролитов

кальные трещины отрыва, вплоть до небольших щелевидных пещер (см. рис. 3, в). Поверхности этих трещин также покрыты зеркалами и бороздами скольжения. Отмечаются смещения выдвигами кайнозойской коры выветривания и современного почвенного слоя (см. рис. 3, а). Свежий облик выдвиговых структур, хорошо сохранившихся в условиях активной боковой абразии р.Амур, указывает на их современный возраст и на высокую скорость их формирования.

По представлению автора, здесь, на обнаженном борту активного разлома, на комплексном (динамическом, плотностном, фазовом) поверхностном барьере разгружаются накапливающиеся при сдвиге напряжения сжатия. Разгрузка осуществляется, в т.ч., и в импульсном варианте, выраженным, по-видимому, выдвиговыми структурами. Толчком к их образованию может стать любое из многочисленных сейсмических событий, происходящих на активной окраине Азии. В соответствии с закономерностями нелинейной геомеханики, разработанными М.А.Садовским и его последователями, в среде с высоким уровнем напряженно-деформированного состояния «...Даже малая амплитуда внешнего воздействия (например, микросейсм) может вызвать скачок деформации такого же порядка величин, что и вызываемые большой «пиковой» нагрузкой» [22, с. 89]. В данном контексте *выдвиговые структуры могут представлять собой разновидность сейсмодислокаций.*

На Амурском уступе на небольшом Осиповском блоке в центре Хабаровско-Воронежского поднятия был выявлен «рой» сейсмогравитационных структур [9], ступени которых, сложенные кремнистыми алевролитами, характеризуются сбросо-сдвиговым смещением с вертикальной амплитудой до 30 м и горизонтальной — до 5—10 м. Плоскости трещин отрыва несут на себе многочисленные борозды скольжения. Нижний предел возраста формирования этих структур определен границей плейстоцен-голоцен на основании смещения ими культурного слоя раннего неолита, выделенного здесь академиком А.П.Окладниковым [20]. Поселения той же культуры известны и на юго-западе Хабаровско-Хехцирской системы поднятий в пределах сел Осиновая Речка—Новотроицкое. Здесь по их культурному слою имеются радиоуглеродные датировки возрастом 12 500—9 890 лет [27].

Факт смещения ступеней сейсмогравитационных структур Осиповского роя свидетельствует о наличии существенного дефицита плотности под ними. На отдельных верхних ступенях смещен на 0,4 м и современный (единственный здесь) почвенный слой, что говорит о неравновесности этих ступеней также и в конце современного этапа. В сочетании с характерной чешуйчатой морфологией Осиповского блока, с его обратным (от р.Амур) падением и наличием на нем новейших пологих нарушений это позволяет предположить, что данный блок надвинут на распо-

ложенные западнее рыхлые обводненные осадки Николаевского грабена амплитудой 0,5—1,0 км.

Особый интерес для оценки сейсмогеодинамической активности Хабаровско-Хехцирской системы поднятий представляют сейсмодислокации, выявленные по берегам Амурской и Пемзенской проток [9]. Характер этих поверхностных («бескорневых») разрывных и пликтивных дислокаций, наложенных на осадки верхней (первые метры) части плейстоцен-голоценового разреза, свидетельствует о том, что примерно 100—200 лет назад на территории Среднего Приамурья произошло сейсмическое событие с магнитудой не менее 6—7. По времени оно может соответствовать землетрясению 1888 г., зафиксированному в каталоге И.Мушкетова и А.Орлова под номером 2524 лаконичной записью «В том же (1888) году 11-го (23) августа было землетрясение в Хабаровске и на протяжении 400 в. по течению р.Амура» [19, с. 546].

Эволюция Хабаровско-Хехцирской системы поднятий. Инверсионная структура описываемой системы поднятий вместе с расположенным северо-восточнее Анастасьевским поднятием была заложена в *олигоцен—миоцене*. В это время Средне-Амурская впадина подверглась масштабной перестройке с формированием сложной структурной мозаики из системы просаженных блоков-грабенов и разделяющих их поднятий. К концу миоцена вся впадина была поднята, выведена из седиментации и подвержена масштабной эрозии, с формированием площадной поверхности несогласия. Это несогласие с захороненной зоной поверхностного окисления в его верхней части, перекрытой затем плиоцен-четвертичными осадками, было изучено автором западнее Хабаровско-Хехцирской системы поднятий в 1976 г.

С плиоцена до начала плейстоцена структура Средне-Амурской впадины продолжила свое развитие в *раздвиговом* режиме. Основная ее часть была при этом перекрыта осадками мощностью в первые десятки метров. На фоне раздвига продолжили свое формирование и заложенные ранее многочисленные инверсионные поднятия. Более динамично развивающаяся структура Хабаровско-Хехцирской системы поднятий отделилась в это время от Анастасьевского поднятия. Вслед за активно воздымающимся Хехцирским блоком в поднятие постепенно была вовлечена и вся остальная часть структуры этой системы поднятий. Она была выведена из-под осадочного чехла Средне-Амурской впадины с максимальной вертикальной амплитудой до 4 км и подвержена эрозии. Средняя скорость подъема Хабаровско-Хехцирской системы поднятий, при продолжительности данного этапа 10 млн.лет, может быть около 0,4 мм/год. Наиболее активно воздымавшийся Хехцирский блок был при этом эродирован с уровнем среза до 2,5 км. В результате, на поверхность была выведена Корфовская интрузия.

Высокая активность эрозии, обусловленная довольно значительной скоростью подъема Хабаровско-Хехцирской системы поднятий, препятствовала формированию на ней площадной коры выветривания. Сформированные ранее (на дорифтогенном этапе) коры выветривания были эродированы, преобразованы сдвиг-надвиговой тектоникой и приобрели фрагментарный, реликтовый облик. На склонах поднятий и в пониженных частях структуры в динамичном равновесии с новейшей тектоникой и эрозией развивалась сеть плиоцен-четвертичных палеодолин.

На завершающем **плейстоцен-голоценовом** этапе структура Хабаровско-Хехцирской системы поднятий продолжила свое развитие в не менее активном режиме. Вмещающая ее Средне-Амурская впадина развивалась в это время в режиме раздвигания. Практически вся современная поверхность впадины за пределами выведенных на поверхность инверсионных поднятий занята седиментационными ландшафтами. При определении степени активности данного этапа следует учитывать, с одной стороны, его малую продолжительность по сравнению с предыдущим этапом, а с другой, медленный характер тектонических движений. Это обусловило слабую выраженность плейстоцен-голоценовых (тектонические) дислокаций на общем дислокационном фоне новейшего этапа. Максимальная амплитуда подъема Хабаровско-Хехцирской системы поднятий в плейстоцене-голоцене — до 300 м. Индикаторами геодинамической активности данной структуры на этом завершающем этапе являются активность контролирующих ее разломов и многочисленные сейсмодислокации. Об активности плейстоцен-голоценовой геодинамики свидетельствует и реликтовый характер плиоцен-четвертичных палеодолин на западном и южном бортах Хехцирского блока. Здесь они трансформированы суперновейшей тектоникой, выведены из седиментации и подвержены эрозии.

Новейшая структура Хабаровско-Хехцирской системы поднятий, разделенная в ходе ее развития на разновеликие блоки, постоянно трансформировалась, насыщалась сдвиг-надвиговыми и сейсмогенными дислокациями, приобретая все более сложный, интерферированный облик. Восстановить весь ход сложноорганизованного процесса ее структурирования, определившего, в т.ч., и особенности ее современной сейсмогеодинамики и гидродинамики — весьма непростая задача. Представленная модель обозначает лишь наиболее общие закономерности этого процесса, являясь самым первым шагом в ее решении.

Высокая активность современной геодинамики Хабаровско-Хехцирской системы поднятий выражена в характере ее взаимосвязей с водной системой р.Амур. Упомянутая выше боковая абразия основным руслом Амура западной части Хабаровско-Хехцирской системы поднятий — лишь одна сторона

взаимодействия этих различных по природе, полярно ориентированных систем. Вторая сторона связана с воздействием на р.Амур самой структуры Хабаровско-Хехцирской системы поднятий. Подъем этой расширяющейся на глубину структуры привел к направленному смещению основного русла Амура к западу, что создает немалые проблемы для амурского судоходства и водоснабжения г.Хабаровск. В последние десятилетия наблюдается снижение динамики водного потока прилегающей к Хабаровско-Хехцирской системе поднятий с юго-запада Амурской протоки, при заметном усилении активности расположенной к западу от нее Пемзенской протоки. В Амурской протоке, по крайней мере, уже несколько десятилетий мелеет русло. Пемзенская, наоборот, наращивает динамику потока, смещаясь на запад, с мощной боковой абразией своего левого борта, сложенного осадками плейстоцена-голоцена.

Современная активность Хабаровско-Хехцирской системы поднятий подчеркнута также насыщенностью ее наиболее дислоцированного Хабаровско-Воронежского блока радоном. Здесь в зоне Хабаровско-Корфовского разлома установлены аномалии с объемной активностью радона до $n\ 1000\ \text{Бк/м}^3$. В этом блоке, равно как и во всей структуре Хабаровско-Хехцирской системы поднятий, отсутствуют породы, специализированные на уран. В подобных случаях появление радоновых аномалий объясняется особенностями гидродинамики подземных вод, определяющимися повышенной сейсмогеодинамической активностью вмещающей их геологической структуры [1, 14].

Особенности подземных вод Хабаровско-Хехцирской системы поднятий. Анализ информации, выполненный автором в ходе работ по проекту «Разработка геодинамической модели Хабаровско-Хехцирской системы поднятий с выделением зон разломов, перспективных на водоснабжение», с привлечением сведений более чем по 300 гидрогеологическим скважинам, показал, что подземные воды данной системы формируют сложно организованную гидродинамическую систему (рис. 4).

Существенную роль в формировании этой системы играют структуры новейших глубинных разломов и связанные с ними локальные сдвиг-надвиговые дислокации, поддерживаемые сейсмогеодинамикой в состоянии перманентной «раскрытости». В блоках докайнозойского фундамента ими сформирована динамично развивающаяся система глубинных восходящих вод. Направление их потока задается действующим на границе «земля—воздух», упомянутым уже, комплексным барьером. В приповерхностной зоне Хабаровско-Хехцирской системы поднятий функционируют инфильтрационные системы с нисходящими потоками вод, источником для которых служат атмосферные осадки. В рыхлых осадках грабенов и плиоцен-четвертичных палеодолин действуют пластово-инфильтраци-

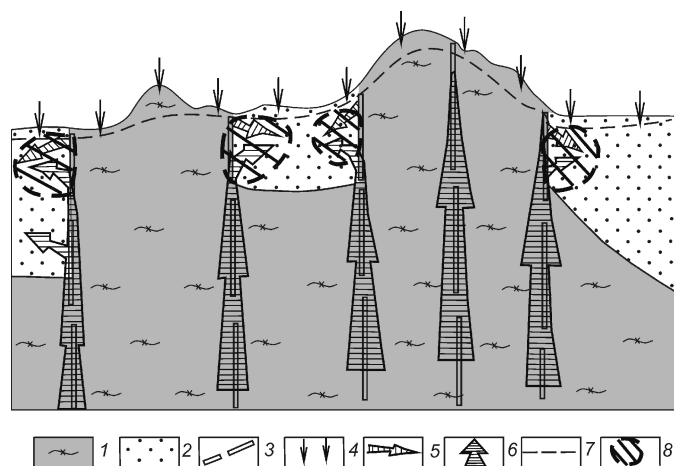


Рис. 4. Схема гидродинамики подземных вод Хабаровско-Хехцирской системы поднятий:

1 — породы докайнозойского фундамента; 2 — рыхлые обводненные осадки кайнозоя; 3 — «раскрытые» структуры новейших разломов; 4 — потоки атмосферных вод; 5 — направление инфильтрационных потоков; 6 — направление потоков восходящих вод; 7 — уровень грунтовых вод; 8 — области смещения восходящих и нисходящих потоков; положение разреза см. на рис. 2

онные системы, а на их обрамлении — на положительных структурах, сложенных литифицированными, интенсивно дислоцированными в новейшее время породами — более локальные трещинно-инфильтрационные системы. Все три разновидности подземных вод развиваются в тесной взаимосвязи и во взаимодействии с подземными водами вмещающей ХХСП Средне-Амурской впадины.

Особый интерес в этой системе представляют новейшие разломы, расположенные на границах олигоцен-миоценовых грабенов и, прежде всего, узлы пересечения таких разломов. Здесь транспортирующиеся по разломам восходящие потоки непосредственно взаимодействуют с инфильтрационными водами грабенов, формируя в них постоянно пополняемые водные ресурсы. Во вскрывающих подобные ситуации гидрогеологических скважинах подземные воды характеризуются аномальными (вплоть до самоизлива) напорами и высокими (до 20 л/с) дебитами. Признаки высокой водоносности установлены, в частности, в структурных узлах в зонах Петропавловского, Северо-Хехцирского и Центрально-Хабаровского разломов. Эти узлы могут рассматриваться в качестве потенциальных источников водоснабжения.

В заключение следует отметить, что проведенные исследования позволили, с одной стороны, существенным образом дополнить сложившиеся ранее представления о характере развития и внутреннем строении Хабаровско-Хехцирской системы поднятий, о ее гидродинамике и радононосности. С другой,

на основе этой структуры была разработана методика моделирования новейших инверсионных поднятий — индикаторов структурирования континентальной коры активной окраины Азии. Полученные результаты позволяют сделать следующие основные выводы:

1. Хабаровско-Хехцирская система поднятий — новейшая инверсионная структура, развивающаяся синхронно со Средне-Амурской впадиной под действием знакопеременного сдвига.

2. Активность воздымания Хабаровско-Хехцирской системы поднятий в значительной мере определила наличие в ней жесткого Хехцирского блока с Корфовской гранитоидной интрузией.

3. В ходе развития структура Хабаровско-Хехцирской системы поднятий постоянно трансформировалась, насыщалась тектоническими и сейсмогенными дислокациями, подвергалась эрозии, приобретая все более сложный, интерферируемый облик.

4. Разломы, контролирующие развитие Хабаровско-Хехцирской системы поднятий, несут отчетливые признаки структур с высокой современной сейсмогеодинамической активностью.

5. В обнаженном на Амурском уступе борту Хабаровско-Корфовского разлома выявлены современные выдвиговые структуры, имеющие признаки сейсмогенной природы.

6. Установлены признаки надвига Осиповского блока Хабаровско-Хехцирской системы поднятий на осадки расположенного западнее Николаевского грабена.

7. Высокая современная активность Хабаровско-Хехцирской системы поднятий дополнительно выражена в направленном смещении основного русла р.Амур к западу.

8. Подземные воды Хабаровско-Хехцирской системы поднятий формируют сложную гидродинамическую систему, характер которой определяет взаимодействие глубинных восходящих потоков с нисходящими приповерхностными инфильтрационными потоками.

9. Яркая выраженность новейшей разломной тектоники Хабаровско-Хехцирской системы поднятий, насыщенность ее разнообразными тектоническими и сейсмогенными дислокациями делают эту структуру своеобразным полигоном для изучения процессов структурирования континентальной коры на Востоке Азии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев А.И., Коковкин А.А., Медведева М.Б. Радон как индикатор сейсмогеодинамической активности // Безопасность в техносфере. 2011. № 5. С. 8—13.
2. Бобылев В.В., Никитин В.Г., Успенский А.А. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Хинганно-Буреинская. Лист М-53-XXVII. Объяснительная записка // Под ред. С.А.Музылева. —М., 1969.
3. Быков В.Г., Бормотов В.А., Коковкин А.А. и др. Сейсмогеодинамика, активные тектонические структуры и сейсмический процесс на востоке Азии // Изменение окру-

- жающей среды и климата, природные и связанные с ними техногенные катастрофы // Под ред. Н.П.Лаверова. —М., 2008. Т. 1. Сейсмические процессы и катастрофы. С. 44—65.
4. Варнавский В.Г., Седых А.К., Рыбалко В.И. Палеоген и неоген Приамурья и Приморья. —Владивосток, 1988.
 5. Воскресенский С.С. Геоморфология россыпей. —М.: Изд-во Москов. государ. ун-та им.М.В.Ломоносова, 1985.
 6. Гидрогеология СССР. Т. XXIII. Хабаровский край и Амурская область // Под ред. Н.А.Маринова. —М.: Недра, 1971.
 7. Кириллова Г.Л., Варнавский В.Г., Натальин Б.А. и др. Осадочные бассейны Востока России // Под ред. А.И.Ханчука. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. —Владивосток, 2009.
 8. Коковкин А.А. Геологические индикаторы нелинейных и волновых процессов структурирования континентальной коры в кайнозой: регион юга Дальнего Востока России // Эволюция тектонических процессов в истории Земли / Мат-лы XXXVII Тектонического совещ. Т. 1. —Новосибирск, 2004. С. 242—245.
 9. Коковкин А.А. Голоценовые дислокации в структуре Хабаровско-Хехцирской системы новейших инверсионных поднятий — проявление нелинейного и волнового характера сейсмического процесса // Вулканология и сейсмология. 2006. № 5. С. 71—80.
 10. Коковкин А.А. Волновая модель структурирования континентальной коры в кайнозой для области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов // Вестник ДВО РАН. 2006. № 3. С. 47—60.
 11. Коковкин А.А. Геодинамическая модель кайнозойского этапа развития континентальной коры юга Дальнего Востока России и уран-полиэлементное рудообразование // Автореф. дис. ...д-ра геол.-минер. наук. —М., 2007. <http://vak.ed.gov.ru/announcements/geomin/573/>.
 12. Коковкин А.А. Геолого-структурная карта Хабаровско-Хехцирской системы поднятий. Историко-географический Атлас г.Хабаровск. 1858—2008. Юбилейный выпуск. —Хабаровск: ФГУП «Дальаэрогеодезия», 2008. С. 46—47.
 13. Коковкин А.А. Амуро-Ханкайская рифтогенная система в эволюционирующей структуре континентальной коры Востока Азии. Тектоника и глубинное строение Востока Азии. VI Косыгинские чтения // Докл. Всерос. конф., 20—23 января 2009 г. / Под ред. А.Н.Диденко, А.А.Степашко. —Хабаровск, 2009. С. 59—62.
 14. Коковкин А.А. Радон и активные структуры Востока Азии // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири // Докл. научн. симпоз., 1—4 июня 2010 г. / Под ред. В.Г.Быкова, А.Н.Диденко. —Хабаровск, 2010. С. 202—205.
 15. Коковкин А.А. Эволюция структуры Востока Азии и пульсационные процессы глобального и регионального уровня // М-лы Всерос. конф. памяти чл.-кор. РАН Глеба Ивановича Худякова. 17—20 апреля 2012 г. Козволюция геосфер: от ядра до космоса. —Саратов, 2012. С. 197—203.
 16. Коковкин А.А. Знакопеременный сдвиг и сейсмический резонанс в континентальной коре Востока Азии // М-лы Всерос. конф. памяти чл.-кор. РАН Глеба Ивановича Худякова. 17—20 апреля 2012 г. Козволюция геосфер: от ядра до космоса. —Саратов, 2012. С. 203—212.
 17. Кузьменко А.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-XXXIII.С.П. // Под ред. В.В.Соловьева. Объяснительная записка. —М., 1980.
 18. Летников Ф.А. К оценке тектонических режимов на границах океанических и континентальных плит // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 224—226.
 19. Мушкетов И. и Орлов А. Каталог землетрясений Российской Империи. Записки императорского русского географического общества. Т. XXVI. Санкт-Петербург, 1893.
 20. Окладников А.П. Далекое прошлое Приморья. —Владивосток: Приморское книж. Изд-во, 1959.
 21. Петренко В.А. Гидрогеологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-XXXIII // Под ред. К.П.Караванова. —М., 1986.
 22. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. —М.: Наука, 1991.
 23. Сорокин А.П. Морфоструктуры и кайнозойские россыпи золота Приамурья. —М.: Наука, 1990.
 24. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. Тр. ГИН РАН. Вып. 514. —М.: Научный мир, 1999.
 25. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общесейсмического районирования территории СНГ. ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000. —М., 1999.
 26. Харитоновичев Г.И. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-XXVIII // Под ред. А.И.Савченко. —М., 1973.
 27. Шевкомуд И.Я., Чернюк А.И., Кузьмин Я.В. Стратиграфия, хронология, палеогеографическая реконструкция обстановки финального плейстоцена-голоцена Хехцирского геологического района в Приамурье // Четвертичные отложения юга Дальнего Востока и сопредельных территорий // Мат-лы шестого Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. —Хабаровск, 2001. С. 107—111.

Антарктида: прогноз и перспективы апатитоносности основных геотектонических структур

Е.В.БЕЛЯЕВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых (ЦНИИГеолнеруд); 420097, г.Казань, ул.Зинина, д.4)

Проведена прогнозная оценка потенциальной апатитоносности территории Антарктиды. Выделены основные тектонические структуры и дана краткая характеристика прогнозируемых месторождений. По аналогии с другими континентами промышленная апатитоносность прогнозируется преимущественно на Антарктическом щите и его склонах. В пределах отдельных блоков кристаллического щита и его склонов потенциально апатитоносными являются нижнеархейские кристаллические структурно-формационные комплексы и рифтогенные зоны различного возраста.

Ключевые слова: Антарктида, апатитовый, месторождение, прогноз.

Беляев Евгений Владимирович, bel@geolnerud.net

Antarctica: the prognosis and outlooks of contention of apatites of the basic geotectonical structures

E.V.BELIAEV

We have done the assessment of potential contention of apatites of the Antarctic territory. The basic tectonic structures are distinguished and the brief characteristics of the prognosed deposits. By analogy with other continents industrial contention of apatites is predicted at the Antarctic shield and its sides. Within the limits of the separate blocks of the crystalline shield and its sides the low Archean crystalline structure-formation complexes and riftogene zones of different age.

Key words: Antarctica, apatite, deposit, prediction.

Протокол об охране окружающей среды Антарктического региона (г.Мадрид, 1999) запрещает до 2049 г. деятельность, связанную с разведкой и добычей здесь полезных ископаемых. Однако, со временем проблемы перенаселения Земли и истощения минерально-сырьевых ресурсов на других континентах сделают актуальной задачу освоения Антарктиды.

Преобладающая часть запасов и прогнозных ресурсов апатитовых руд как России, так и других государств, сосредоточена в пределах кристаллических щитов и их склонов [12]. Формирование промышленных и промышленно-перспективных месторождений связано с кратонной и рифтовой стадиями развития данных структур. В кратонную стадию произошел рудогенез апатита на Алданском щите с образованием месторождений редкоземельно-apatитового (Селигдарское), стратиформного апатит-карбонатного (Сутамское), апатит-титаномагнетит-ильменитового (Гаюмское, Маймаканское, Богидэ и др.) и апатит-франколит-редкометалльного (Бирикээнское, Бурное) геолого-промышленных типов. В рифтовую стадию в юго-восточной части Балтийского щита возникли промышленные месторождения апатит-нефелинового (хибинская группа), апатит-редкометалльно-магнетитового (Ковдорское, Себлявское и др.), апатит-титаномагнетит-ильменитового типов (Гремяха-Вырмесское, Еletzозерское), на склонах Анабарского щита образовались крупные объекты

apatit-редкометалльно-магнетитового типа (Томторское, Маганское, Ессейское и др.). Анализ условий образования и закономерностей размещения месторождений и проявлений послужил основой для перспективной оценки апатитоносности территории Антарктиды.

Особенности геологического строения Антарктиды. В пределах Антарктического материка выделяется два главных геотектонических элемента [7]: докембрийская Восточно-Антарктическая платформа, охватывающая большую часть Восточной Антарктиды, и полициклический фанерозойский Западно-Антарктический (Тихоокеанский) подвижный пояс на Тихоокеанской окраине континента (см. рисунок).

Восточно-Антарктическая платформа представляет собой древнюю континентальную плиту, фундамент которой сформировался в период от 3,9 млрд. до 500 млн. лет назад. Относительно молодой осадочный чехол (моложе 600 млн. лет) обнажен фрагментарно.

Фундамент платформы — Антарктический щит состоит из сравнительно небольших ядер (древние кратоны) архейской и раннепротерозойской (3,9—1,8 млрд. лет) стабилизации и обширной области протерозойского тектогенеза (Восточно-Антарктический подвижный пояс). Архейские кратоны включают провинцию Грюнехогна (Земля Королевы Мод),

Нейпирскую провинцию (Земля Эндерби), Руверскую провинцию (горы Принс-Чарльз) и небольшие блоки в различных регионах (Земля Принцессы Елизаветы, горы Шеклтона и Трансантарктические, ледник Денмена, Земля Адели). В строении щита принимают участие раннедокембрийские, преимущественно инфракрустальные чарнокит-эндербитовые или гранит-серогнейсовые комплексы, метаморфизованные в гранулитовой фации, а также супракрусталь-

ные гранит-зеленокаменные области [6]. Зеленокаменные прогибы в некоторых частях Антарктического щита (Земля Королевы Мод, горы Сен-Роннан, Принс-Чарльз, Шеклтона и др.) сложены осадочно-вулканогенными толщами, метаморфизованными в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях, и прорваны различными по составу (гранитоидные, габброидные, ультрамафитовые) интрузиями протерозойского, палеозойского и мезозойского возрастов [14].

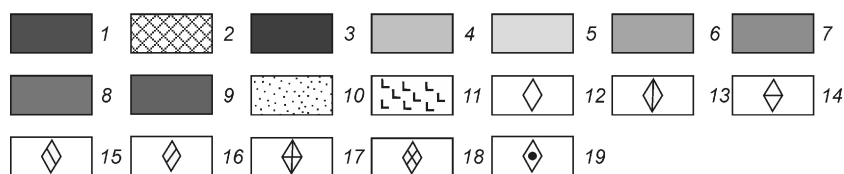
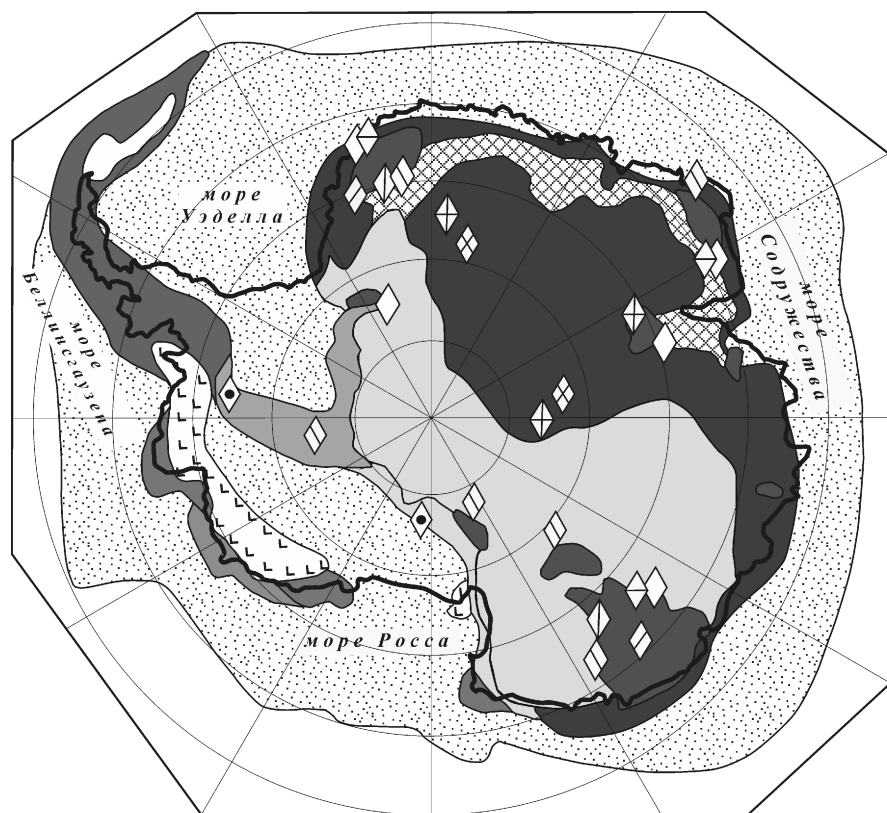


Схема размещения прогнозируемых месторождений апатита на территории Антарктиды (тектоническая основа по Г.Э.Грикурову и др., 2010, с изменениями и дополнениями):

Восточно-Антарктическая платформа: 1 — архейские и архейско-раннепротерозойские кратоны, 2 — фрагменты протерозойского подвижного пояса, 3 — фундамент платформы, 4 — платформенный чехол (PR_2 — MZ_1); складчатые системы Западно-Антарктического (Тихоокеанского) подвижного пояса: 5 — PR_3 — PZ_1 , 6 — PZ_1 —2, 7 — PZ_2 — MZ_1 , 8 — PZ_3 — MZ_1 , 9 — MZ — KZ ; 10 — осадочные бассейны; 11 — платобазальты (KZ); прогнозируемые месторождения апатита и их геолого-промышленные типы: 12 — редкоземельно-апатитовый, 13 — стратиформный апатит-карбонатный, 14 — апатит-франколит-редкометалльный, 15 — апатит-титаномагнетит-ильменитовый, 16 — метафосфоритовый и метавулканогенный нерасчлененные, 17 — апатит-редкометалльно-магнетитовый, 18 — апатит-нефелиновый, 19 — апатитовый

В строении щита участвуют также чарнокит-гранулитовые пояса, характеризующиеся высокой степенью метаморфизма пород и содержащие в своем разрезе расслоенные интрузии анортозитов.

Важная особенность строения щита — раздробленность его на отдельные блоки, разделенные рифтовыми системами различного, преимущественно мезозойско-кайнозойского возраста. В состав вещественных продуктов рифтогенеза входят субщелочные, щелочные и базальтоидные эффузивные комплексы [6].

Недра Антарктиды и ее континентального шельфа могут в будущем стать объектом изучения и добычи минерального сырья. В ее ледовом покрове сосредоточено около 90% земного объема пресной воды. Наиболее масштабные объекты полезных ископаемых представлены каменными углями и железистыми кварцитами (джеспилиты). Прогнозируется наличие на континенте значительных концентраций Ti, Cr, Au, Pt, Sn, Cu, Ni, Mo, Be, TR, алмазов, флогопита, графита, мусковита и других полезных ископаемых. Окраинные моря (Уэдделла, Муссона, Содружества, Рисер-Ларсена) обладают высокими перспективами обнаружения залежей углеводородов [5].

Перспективы апатитоносности.

Апатитоносность Антарктиды практически не изучалась. Сравнительный анализ тектонической структуры и геологического строения Антарктической платформы с древними платформами других континентов свидетельствует о возможности открытия на ее территории промышленных залежей апатитовых руд. По аналогии с другими континентами промышленная апатитоносность ледяного континента будет

преимущественно сосредоточена на Антарктическом щите и его склонах. В пределах отдельных блоков кристаллического щита и его склонов потенциально апатитоносными являются нижнеархейские кристаллические структурно-формационные комплексы и рифтогенные зоны различного возраста.

В строении нижнеархейских структурно-формационных комплексов краевых шовных зон щита и выступов кристаллического фундамента принимают участие преимущественно супракrustальные гранито-гнейсо-сланцевые породы (в т.ч. карбонатные) с широким развитием мигматитов, жильных гранитов и пегматитов, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. Указанные пояса перспективны на открытие апатитовых месторождений трех геолого-промышленных типов: редкоземельно-apatитового, стратиформного апатит-карбонатного и апатит-франколит-редкометалльного.

В нижнеархейских карбонатсодержащих гранулитовых комплексах, претерпевших регрессивный метаморфизм амфиболит-зеленосланцевой фации и интенсивную гранитизацию, могут быть установлены метаморфогенно-гидротермальные месторождения редкоземельно-apatитового геолого-промышленного типа, аналогичные Селигдарскому месторождению (Алданский щит). Указанные объекты обычно контролируются узлами пересечения сложных систем древних глубинных разломов, неоднократно регенерированных в последующие периоды. Прогнозируемая промышленная апатитовая минерализация может слагать крутопадающие штокообразные рудные тела апатит-мартит-кварц-доломитового состава, а также протяженные линейные рудные зоны, насыщенные небольшими апатитоносными дайко-, жило- и линзообразными телами. В состав полезных компонентов руд помимо апатита (среднее содержание P_2O_5 в рудах 6,7%) могут входить также стронций, фтор, железо, ряд редкоземельных элементов. Руды данного типа обычно характеризуются невысокими показателями обогащения (извлечение P_2O_5 в концентрат менее 70%, содержание P_2O_5 в концентрате 37%), что требует дополнительных технологических исследований [9]. По масштабам апатитового оруденения прогнозируются крупные и средние месторождения.

Стратиформный апатит-карбонатный тип оруденения может быть проявлен в породах мраморно-гнейсовой формации (AR_1) краевых частей щита. Разрез формации в пределах Алданского щита представлен разнообразными диафторированными гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями мраморов, кальцифиров, амфиболитов. Мощность апатитоносных тел предполагается в 5—7 м, простираение — первые километры. Содержание P_2O_5 в карбонатных породах порядка 3—7%.

В пределах Антарктического щита промышленные апатит-франколит-редкометалльные месторождения,

аналогичные известным на других щитах (Ковдорское на Балтийском, Новополтавское на Украинском, Бирикээнское на Алданском), также могут быть связаны с линейно-площадными и линейными корами выветривания, образовавшимися за счет выветривания карбонатитов, редкоземельно-apatитовых руд, реже камафоритов и фенитов. Рудные тела эталонных объектов пласто- и линзообразной формы. Состав продуктов выветривания определяется минеральным составом материнских пород. Содержание P_2O_5 может изменяться в широких пределах: в апатит-франколитовых рудах — 10—32%, охристо-гидро-слюдисто-глинисто-apatитовых — 12—36%, апатит-охристо-редкометалльных — в среднем 13,7%, апатит-охристо-карбонатных — 9,8%. Апатитсодержащие руды коры выветривания по технологическим характеристикам, как правило, являются трудно- (извлечение P_2O_5 в концентрат менее 70%, содержание P_2O_5 в концентрате 34—38%) и среднебогатимыми (извлечение P_2O_5 в концентрат 75—90%, содержание P_2O_5 в концентрате 36—38%). По масштабам оруденения обычны мелкие, реже — средние месторождения.

В поясах нижнеархейских пород на Антарктическом щите перспективными в отношении апатитоносности могут быть анортозитовые (анортозит-мангерит-чарнокитовые) плутоны. Анортозит-мангерит-чарнокитовая ассоциация широко распространена в центральной части Земли Королевы Мод: крупнейший дифференцированный массив Елисеева сложен метаморфизованными анортозитами [6]. Более мелкие тела встречаются также в пределах Земли Эндерби, Земли Уилкса, Земли Адели, в районе станции Мирный. Размеры отдельных массивов достаточно масштабны и достигают 4000 км² [11]. В составе слагающих комплексов преобладают порфиоровые кварцевые монзониты, монцодиориты, сиениты и граниты, с которыми тесно ассоциируют анортозиты. Чарнокитоиды характеризуются сравнительно высоким содержанием TiO_2 0,3—2 и P_2O_5 1,2—1,8%. Мафические породы расслоенных и дайковых серий выделяются обогащенностью железом $Fe_{\text{сум}}$ до 30%, P_2O_5 1,3—2,1 и TiO_2 4,0—6,1% с несколько повышенной щелочностью 9, 10.

По аналогии с Алданским щитом и его складчатым обрамлением [2] в анортозит-мангерит-чарнокитовых массивах Земли Эндерби прогнозируется наличие промышленных объектов, представленных бедными по содержанию P_2O_5 (в среднем 3—8%), но легко обогащаемыми (содержание P_2O_5 в концентрате 39—40% при извлечении 91—99%) апатит-ильменит-титаномагнетитовыми и апатит-ильменитовыми рудами. По масштабам оруденения можно предполагать наличие крупных и средних месторождений.

При прогнозировании скрытого под ледниковым покровом оруденения необходимо учитывать, что промышленные объекты данного типа отражаются в гео-

физических полях глубокими региональными минимумами силы тяжести, в магнитных полях — протяженными линейными положительными аномалиями.

Перспективными на апатитовое оруденение являются гранит-зеленокаменные области, в составе которых отдельные зеленокаменные пояса и прогибы выполнены терригенными и хемогенными осадочными толщами, разнообразными вулканогенными комплексами с характерными мафическими и ультрамафическими коматитами и кислыми вулканидами, габброидными плутонами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой, реже амфиболитовой фаций [3]. Одной из перспективных структур является Южно-Ламбертская гранит-зеленокаменная область (Земля Принцессы Елизаветы), в которой могут быть установлены метафосфоритовые апатит-карбонатные и метавулканогенные апатит-силикатные месторождения. Аналогичные объекты выявлены в последние годы в пределах Балтийского, Алданского и Анабарского щитов [1].

В зеленокаменных поясах могут быть установлены метафосфоритовые месторождения с апатит-силикатными и апатит-карбонатными рудами с содержанием P_2O_5 1,2—24,5% (среднее 8%). Апатитоносность предполагается в связи с кварц-диопсидовыми и кварц-диопсид-кальцитовыми разностями пород, слагающими рудные залежи протяженностью до 3 км и мощностью 3—8 м среди слюдисто-графитисто-кварцевых сланцев, кварцитов и скарнированных известняков (AR_2). По технологическим характеристикам руды средне- и труднообогатимые. Прогнозный потенциал объектов отвечает средним и крупным месторождениям апатита.

Метавулканогенный тип апатитового оруденения предположительно ассоциирует с метавулканогенными и метасоматическими образованиями зон пересечения зеленокаменных структур субширотными поясами протоактивизации, сопровождавшейся внедрением щелочных и щелочно-гранитоидных интрузий. Повышенные содержания апатита (P_2O_5 4—7%) характерны для метасоматически измененных разностей эффузивных пород (базальты, трахибазальты, трахиандезито-базальты) эндоконтактных частей структур; не исключаются они также в субвулканических (габбро-долериты, пикритовые порфириты и др.) и пирокластических (туфы, туфолавы, туфопесчаники и др.) породах.

С зеленокаменными поясами других континентов нередко связаны метаморфогенно-метасоматические апатитопроявления (Куонамка и Кукусунда), апатитоносные щелочные метасоматиты (Биллях) Анабарского щита, а также интрузивные габбро-пироксениетовые массивы с апатитовым оруденением (Укдусское, Кабаханырское, Евгеньевское месторождения) Алданского щита.

Значительные перспективы в отношении апатитоносности на Антарктическом континенте могут быть

связаны с проторифтовыми, фанерозойскими и мезозойско-кайнозойскими рифтовыми зонами. С протерозойскими структурами прогнозируется проявление интрузивных массивов щелочно-габброидной формации с масштабным апатит-титаномагнетит-ильменитовым оруденением. Прототипом для них является Гремяха-Вырмесское месторождение Балтийского щита.

Многофазный расслоенный Гремяха-Вырмесский интрузив, вмещающий оруденение, образован несколькими сериями пород: габброидной (габбро, габбронориты, рудные габбро, рудные пироксениты и перидотиты), щелочно-габброидной (мельтейгиты, ийолиты, малиниты, тералиты и др.), щелочной (щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные граниты). Апатит-титаномагнетит-ильменитовое оруденение (содержание P_2O_5 3—5%) ассоциирует с меланократовыми габброидами краевых частей массива. Руды отличаются хорошей обогатимостью с получением апатитового (P_2O_5 39%) и ильменитового (TiO_2 49%) концентратов. По масштабам фосфорного оруденения объекты соответствуют крупным и средним месторождениям.

Геофизическим критерием поисков скрытых подолдом объектов данного типа могут служить положительные гравитационные и магнитные аномалии, отражающие рудные габброиды, а также радиоактивные аномалии — над щелочными габброидами и сиенитами.

Каледонские рифтовые структуры в пределах других континентов контролируют размещение крупных массивов щелочно-ультрамафитовой с карбонатитами формации, с которой ассоциируют промышленные объекты апатит-редкометалльно-магнетитового типа. Объекты данного типа на территории Антарктиды по аналогии с промышленными месторождениями Балтийского (Ковдорское, Себляврское) и Анабарского (Ессейское, Ыраасское) щитов могут быть представлены апатит-магнетитовыми, апатит-форстерит-магнетитовыми, кальцит-магнетитовыми рудами (содержание P_2O_5 4—6%), слагающими штокообразные тела площадью до 3 км². Руды, как правило, средне- и удовлетворительно обогатимы (содержание P_2O_5 в концентрате 35—40% при извлечении 65—80%). По масштабам апатитового сырья прогнозируются крупные и средние месторождения. Геофизическим критерием поисков подобных объектов являются интенсивные совмещенные гравимагнитные и радиоактивные аномалии изометричной и линейной форм.

В пределах Антарктиды перспективной на данный тип промышленного оруденения является щелочно-ультраосновная (карбонатитсодержащая?) формация мелового возраста, породы которой слагают тела различных размеров в горах Принс-Чарльз. В этом же районе имеются магматические тела кимберлитового, лампроитового и щелочно-базальтоидного составов.

Герцинские рифтовые зоны, особенно узлы их пересечения с протерозойскими и каледонскими рифтогенными структурами, перспективны для локализации крупных многофазных массивов апатитовых нефелиновых сиенитов. На Балтийском щите с подобным Хибинским массивом связаны уникальные апатит-нефелиновые месторождения. Прогнозируемые объекты пространственно и генетически могут быть связаны с коническими сложно построенными ийолит-уртитовыми интрузиями. Ожидаются два морфоструктурных подтипа объектов. Месторождения первого из них приурочены к пласто- и линзообразным залежам переслаивающихся апатит-нефелиновых, сфен-apatитовых и апатит-эгирин-нефелиновых разновидностей со средним содержанием P_2O_5 7,2%. Во второй тип входят месторождения, представленные чередованием сложно построенных пластообразных горизонтов апатит-нефелиновых руд и пострудных уртитов. Содержание P_2O_5 в рудах колеблется в пределах 6—34%, в среднем составляя 15%. Апатит-нефелиновые руды являются наиболее хорошо обогащаемыми по сравнению с другими известными геолого-промышленными типами: извлечение P_2O_5 в концентрат более 90%, содержание P_2O_5 в концентрате 39—40%. По запасам апатита прогнозируются крупные и средние месторождения.

Наличие в районе Земли Королевы Мод, Берега Отса и Берега Георга V интрузий нефелиновых сиенитов (C_1) возрастом 300—350 млн. лет [13] дает основание прогнозировать в пределах архейских кратонов Восточной Антарктиды возможность открытия крупных промышленных залежей нефелин-apatитового типа в ийолит-уртитах.

В последние годы в отдельных публикациях появились отрывочные данные о повышенной апатитовости некоторых структурно-формационных комплексов как имеющих аналоги в пределах других континентов, так и характерных только для Антарктического щита: мезопротерозойских метаморфических и магматических, неопротерозойских и раннепалеозойских магматических.

В пределах областей мезопротерозойского тектогенеза развиты метаморфические и магматические породы салического и, в меньшей степени, ультрамафического, мафического и мафическо-салического составов, метаморфизованные в гранулитовой, реже амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях метаморфизма, и различные плутонические образования.

Мафические и салические кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы, а также интрузивы габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации развиты в центральной части гор Принс-Чарльз, горах Сер-Роннана, западной части Земли Королевы Мод. В Фишерской зоне (горы Принс-Чарльз) некоторые мафические кристаллические сланцы (г. Уиллинг) характеризуются повышенными концентрациями Ti, P, Y, Zr, Nb [9]. В районе станции Мирный отмечены

метагаббро с относительно повышенным содержанием P_2O_5 1,5—1,9 и TiO_2 3,7—4,3%.

В состав неопротерозойских и раннепалеозойских магматических комплексов, наряду с гранитоидными интрузивами, массивами анортозит-мангерит-чарнокитовой ассоциации, дайками пород умеренной и повышенной щелочности, входят и расслоенные интрузии габбро-норитового состава.

Расслоенный габбро-норитовый плутон Уиллинг расположен в Фишерской зоне Вегенер-Моусонского протерозойского подвижного пояса (горы Принс-Чарльз). Согласно аэромагнитным данным интрузив представляет собой изометричное тело диаметром 10—12 км, значительная часть которого скрыта под ледником. В разрезе массив имеет корытообразную форму: углы падения пород в краевых частях составляют 35—70°, в центральных — выносятся до 5—15°. В строении расслоенной части выделяется три серии пород: нижняя (габбро-норитовая), средняя (анортозит-габбро-норитовая) и верхняя (феррогабброидная). В некоторых разновидностях пород верхней серии отмечаются относительно высокие содержания P_2O_5 , изменяющиеся от 1,72% (габбронориты) до 2,13% (феррогаббронориты). В феррогабброноритах апатит ассоциирует с магнетитом и ильменитом. В апоферрогаббро средней серии концентрации P_2O_5 достигают 1,77% [8].

В массиве Камстон в толще неопротерозойских слабометаморфизованных осадочных пород залегают мощные (до 50—100 м) силлы и редкие дайки метабазитов. Химический состав пород характеризуется умеренной щелочностью и несколько повышенным содержанием TiO_2 4 и P_2O_5 1%, что отличает описываемые метабазиты от пород других типов мафических даек докембрийского или позднепалеозойского возраста в данном регионе Антарктиды [10, 15].

Западно-Антарктический (Тихоокеанский) подвижный пояс также имеет определенные перспективы в отношении апатитового и комплексного апатит-содержащего оруденения. К шовным зонам разломов могут быть приурочены дунит-клинопироксенит-габбровые интрузивы с промышленным апатит-медносульфидно-титаномагнетитовым оруденением (содержание P_2O_5 3—5%), аналогичным таковому Волковского месторождения Уральской складчатой области. На геантиклинальных поднятиях возможно наличие сиенит-габбровых интрузивных тел с промышленно-перспективными апатит-ильменит-титаномагнетитовыми (содержание P_2O_5 2—4%) и апатитовыми (содержание P_2O_5 4—6%) рудами, близкими рудам Патынского массива Алтае-Саянской складчатой области. Для обнаружения интрузивов апогаббрового сиенито-диоритового состава с мономинеральными апатитовыми рудами (содержание P_2O_5 3,2—8,5%) перспективны области раннепалеозойской складчатости, выступы кристаллического фундамента.

В заключение можно констатировать, что в строении Антарктического континента принимает участие ряд структурно-формационных комплексов различного возраста и состава, потенциально продуктивных в отношении апатитового оруденения. Это позволяет прогнозировать наличие здесь новой апатитоносной провинции, промышленное освоение которой на основе международных соглашений будет делом возможно обозримого будущего.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беляев Е.В.* К вопросу об апатитоносности зеленокаменных поясов России // Геология и геофизика. Т. 51. № 8. 2010. С. 1101—1107.
2. *Беляев Е.В., Панских Е.А., Файзуллин Р.М.* и др. Минерогеническая специализация и перспективная оценка Джугджуро-Становой апатитоносной провинции // Геология и геофизика. 1981. № 12. С. 55—63.
3. *Геология и минеральные ресурсы Антарктиды* / Под ред. В.Л.Иванова, Е.Н.Каменева. —М.: Недра, 1990.
4. *Геолого-промышленная оценка месторождений апатита* / Под ред. А.С.Филько, Р.М.Файзуллина, М.А.Свирского. —М.: Недра, 1985.
5. *Грикуров Г.Э., Лейченко Г.Л., Михальский Е.В.* и др. Минеральные ресурсы Антарктики: геологические предпосылки и перспективы освоения // Разведка и охрана недр. 2000. № 12. С. 59—63.
6. *Каменев Е.Н.* Основные черты докембрийской тектоники Антарктического щита // Антарктика. Вып. 28. —М.: Наука, 1989. С. 21—34.
7. *Каменев Е. Н., Каменев И. А., Семенов В. С.* Минерогенические провинции в геотектонических структурах Антарктиды // Геология полярных областей Земли / Мат-лы 12 тектонического совещания. Москва, 2009 г. Т. 1. —М.: Геос, 2009. С. 248—253.
8. *Лайба А.А., Михальский Е.В.* Габброиды массива Уиллинг, Восточная Антарктида: расслоенная интрузия в протерозойском подвижном поясе, геологическое строение и вещественный состав // Петрология. 1999. Т. 7. № 1. С. 35—37.
9. *Михальский Е.В.* Мезопротерозойские геологические комплексы Восточной Антарктиды: вещественный состав и геодинамические условия формирования // Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд геол. 2007. Т. 82. Вып. 5. С. 3—17.
10. *Михальский Е.В.* Неопротерозойские и раннепалеозойские геологические комплексы Восточной Антарктиды: вещественный состав и происхождение // Вестн. Моск. у-та. Сер. 4. Геология. 2007. № 5. С. 3—15.
11. *Рошкован Г.Р.* Новое в геологии Антарктиды // Обзор. Общая и регион. геология, геол. картирование. —М., 1975.
12. *Файзуллин Р.М., Беляев Е.В., Садыков И.С.* Количественные соотношения апатитового оруденения кратонных и рифтогенных рудно-формационных комплексов щитовых провинций // Отечественная геология. 2001. № 2. С. 17—20.
13. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка. Антарктида и Африка. —М.: Недра, 1971.
14. *Marsh P.D.* The Late Precambrian and Paleozoic history of the Shackleton Range, Coats Land // Ibid. 1983. Pp. 190—193.
15. *Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Lajba A.A.* et al. Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica // AGSO – Geoscience Australia Bull. 2001. Vol. 247.

УДК 552.321.

В.Г.Степанец, Т.В.Кряжева, И.А.Марченко, 2013

К вопросу о генезисе рудных хромитов надсубдукционных офиолитов (на примере супертеррейна Толпак Центрального Казахстана)

В.Г.СТЕПАНЕЦ (RCMIR.COM; Rheinstr. 87, 26382 Wilhelmshaven, Germany), Т.В.КРЯЖЕВА, И.А.МАРЧЕНКО
(Карагандинский государственный технический университет (КарГТУ); 100027, Республика Казахстан,
г.Караганда, бульвар Мира, д.56)

Делается заключение на основе петрогеохимической специализации пород и минералов надсубдукционных офиолитов о том, что наблюдаемые дифференцированные магмы образуются в процессе флюидно-магматической дифференциации астеносферной мантии. Обосновывается, что потерянные дифференцированными вулканитами когерентные элементы и магний сохраняются в остаточном ультраосновном расплаве и кристаллизуются впоследствии в мафические минеральные фазы: хром в виде рудных хромитовых залежей, магний в виде оливиновых кумулатов, обогащенных никелем.

Ключевые слова: офиолиты, циркон, хромиты, мантия, хлор.

Степанец Владимир Григорьевич, wladimir@stepanez.de
Кряжева Татьяна Владимировна, kryazheva@kstu.kz
Марченко Ирина Александровна, i.marchenko@kstu.kz

To the question of genesis of the chromite ores of supra-subduction zone ophiolites (by the example of Tolpak superterrane of Central Kazakhstan)

W.G.STEPANETS, T.W.KRYAZHEVA, I.A.MARCHENKO

According to the petro-geochemical specialization of rocks and minerals of supra-subduction zone ophiolites it is possible to conclude the differentiated magmas are forming in the process of fluid-magmatic differentiation of the asthenosphere mantle. It is proved that the coherent elements and magnesium, lost by the differentiated volcanic rocks, remain in the residual ultrabasic melting and subsequently crystallize into the mafic mineral stages: chrome — into the chromite ore deposits, magnesium — into the olivinic accumulative rocks enriched in nickel.

Key words: ophiolites, zircon, chromites, mantle, chlorine.

Первые находки циркона в габброноритах террейна Центральный Толпак, выполненные в конце 1980-х годов [8, 11], четко обозначили пути решения проблемы возраста надсубдукционных офиолитов, встречающихся в пределах покровно-складчатых поясов континентов.

Генезис циркона габброидов, хромшпинели перидотитов и их ассоциация с дифференцированными вулканитами офиолитов и сегодня остается слабо изученной проблемой петрологии магматических пород надсубдукционных комплексов.

В последние годы появляется все больше публикаций по петрологии магм надсубдукционных комплексов, основанных на изучении расплавных и флюидных включений магматических пород, что позволяет по-новому взглянуть на эту проблему. Важным является и то, что эти работы изменили представления о составе флюидов, отделяющихся от поддвигаемой океанической плиты. В настоящее время очевидно, что значительную часть их объема составляют галогены, преимущественно NaCl, отделяющиеся при дегидратации от неконсолидированных

глубоководных осадков и базальтов, зятых в зону субдукции. Высокие концентрации хлора зафиксированы в дифференцированных вулканитах островодужных систем [29, 30, 36 и др.].

Тектоническое положение офиолитовых террейнов в структуре ранних палеозоид северо-востока Центрального Казахстана и строение Толпакского супертеррейна показаны на рис. 1, данные о возрасте, составе и геохимической специализации кремнистых и кремнисто-вулканогенных комплексов были опубликованы ранее [4, 8, 9, 14].

Геология гор Толпак интересна тем, что у их северных отрогов сохранился слабо тектонически нарушенный разрез мафит-ультрамафитов, кровля которого сложена микродиоритами и кварцевыми диабазами (рис. 2).

Геологическое строение и состав. У северных отрогов гор Толпак в основании террейна вскрывается разрез (500 м), сложенный чередующимися серпентинизированными гарцбургитами (80%), дунитами (5—15%) и вебстеритами (5%), объединенными в ультрамафитовую зону. Серпентиниты в той или иной

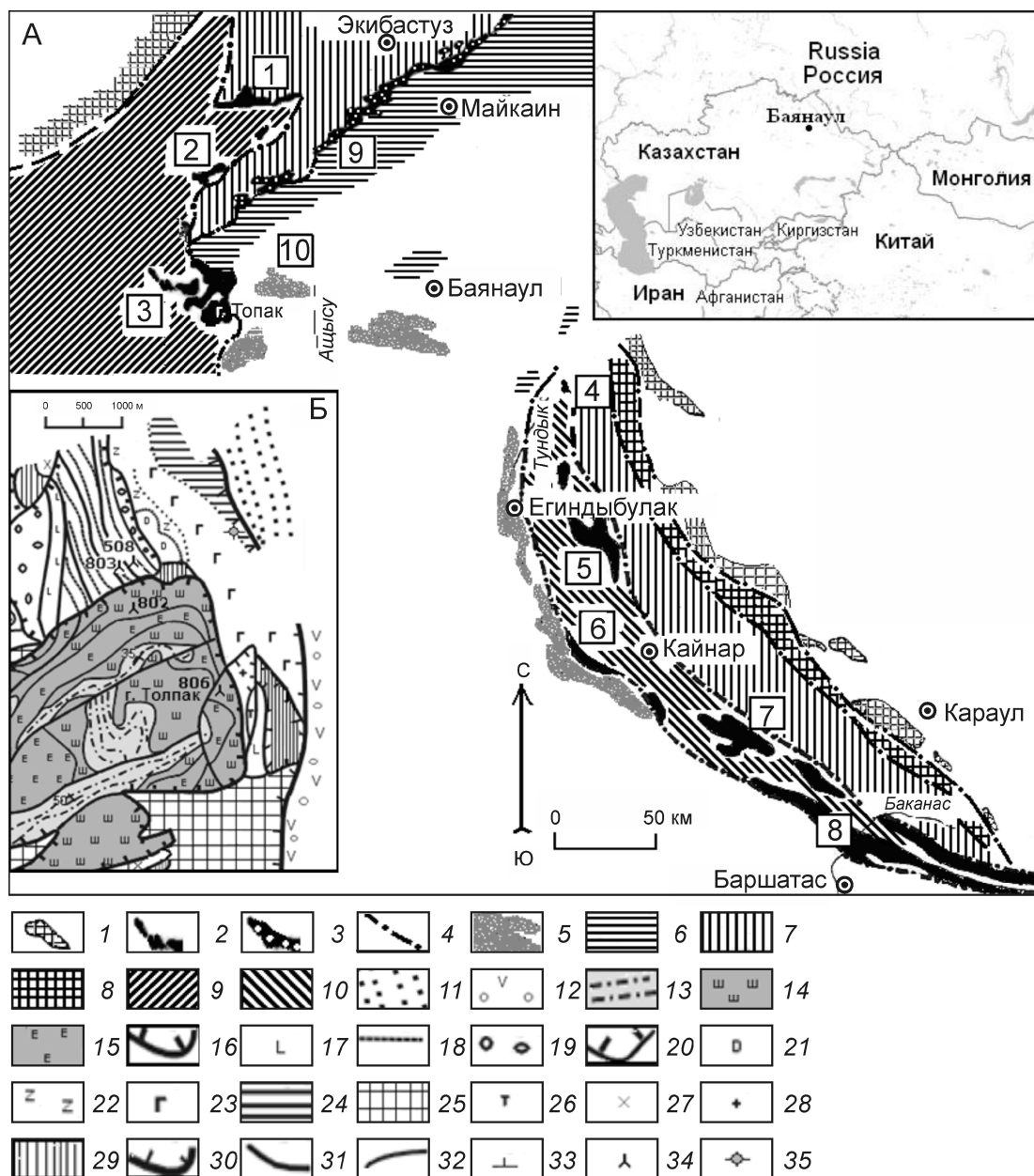


Рис. 1. Схема структурно-формационных зон северо-востока Центрального Казахстана, Юго-Западного Предшынгызя и сопредельных территорий (А), геологическая схема района гор Толпак (Б). Составлена с использованием материалов работы 23 :

аккреционные призмы: 1 — Ерейментау-Найманжальская, 2 — Агырек-Арсаланская; 3 — Богембай-Ангренсорская су-
тура преддуговых офиолитов; 4 — границы структурно-формационных зон; структурно-формационные зоны: 5 — Бая-
наул-Акшатауская, 6 — Ангренсор-Майкаинская, 7 — Кендыкты-Шынгызская, 8 — Аркалыкская, 9 — Шакшанская,
10 — Отызбес-Арсаланская; континентальные отложения: 11 — терригенные (D_{2-3}), 12 — вулканогенные (D_1); толщи
толпакского покрова (O_{1-2}): 13 — туфогенно-кремнистая, 14 — базальт-шошонит-латитовая, 15 — силлы субщелочных
габбро и сиенитов; 16 — граница толпакского покрова; толщи покровов северных отрогов гор Толпак: 17 — толеитовых
базальтов (O_{1fl}), 18 — терригенно-туфогенно-кремнистая (O_{2da}), 19 — толпакские конглобрекции; 20 — границы по-
кровов; офиолиты Толпакского типа: 21 — низкохромистые микродиориты, 22 — изотропные габбро и диориты, 23 —
расслоенные габбронориты, 24 — расслоенные мафит-ультрамафиты; высокотитанистые офиолиты: 25 — серпентини-
товый меланж, 26 — высокотитанистые габбро, 27 — диориты, 28 — граниты, плагиограниты, 29 — диабазы комплекса
параллельных даек; 30 — границы серпентинитовых покровов; 31 — разломы; 32 — геологические границы; 33 — эле-
менты залегания; 34 — места находок микрофауны; 35 — место отбора пробы на абсолютный возраст; цифры — геогра-
фические пункты (1 — оз.Майсор, ур.Сергили и г.Байахмет, 2 — ур.Одак, 3 — г.Агырек, Косгомбай и г.Толпак, 4 —
г.Майлжен, 5 — г.Токай, Караадыр и Карабулак, 6 — г.Отызбес, 7 — г.Мизек и р.Карасу, 8 — г.Ушкызыл, р.Арсалан,
9 — г.Балааркалык, 10 — ур.Караулчеку)

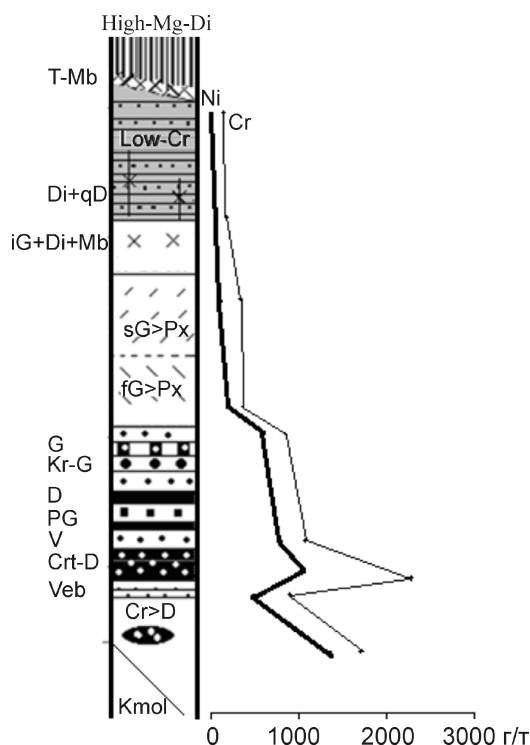


Рис. 2. Схематический разрез аллохтона Центральный Толпак (северных отрогов гор Толпак):

породы: G — гарцбургиты, D — дуниты, Crt-D — дуниты, содержащие горизонты рудных высокомагнезиальных хромитов, V — верлиты, Veb — вебстериты, Px — пироксениты, sG и fG — лейко- и меланократовые габбронориты, Kr-G — керсутитовые габбронориты, PG — пегматоидные габбро, iG — изотропные габбро, Di — диориты, микродиориты, qD — кварцевые диабазы, high-Mg-Di — магнезиальные диабазы, low-Cr — низкохромистые, Kmol — континентальная моласса; T-Mb — тектономагматические брекчии

степени тектонизированы. Наиболее интенсивно они меланжированы в зоне тектонического контакта с терригенными отложениями среднего и верхнего девона. Мощность меланжевой зоны не превышает 150 м. Падение плоскости сместителя, по геофизическим данным, крутое юго-западное. Гарцбургитовые серпентиниты низов разреза ультрамафитовой зоны прорваны маломощными, непротяженными дайкообразными телами родингитизированных габбро-диабазов.

Разрез круто запрокинут с падением на северо-восток. Элементы магматической расслоенности лучше всего видны в шпинелевых дунитах. Cr-шпинелиды представлены ксеноморфными зернами феррихромпикотита.

Полосчатый горизонт ультрамафитовой зоны постепенно сменяется пачкой мафит-ультрамафитов переходной зоны, где переслаиваются верлиты, клинопироксениты, дуниты, с тонкими параллельными прослоями кумулата high-Cr феррихромпикотита, габбронориты, цирконсодержащие габбронориты, завершают

разрез дуниты и пойкилитовые гарцбургиты с прослоями верлитов. Общая мощность переходной зоны, по-видимому, не превышает 250 м. Граница между ультрамафитовой и переходной зонами проводится по появлению первых ритмов клинопироксена. Перидотиты и габбронориты обладают кумулятивными структурами, полосчатой и массивной текстурами. Пироксениты и габбронориты представлены крупнозернистыми, крупно-гигантозернистыми, реже среднезернистыми породами пегматоидного облика.

Выше, по-видимому, с послойным срывом наслаиваются габброиды мафитовой зоны (600 м). Среди мафитов выделяются габбронориты, роговообманковые, диопсидовые и оливиновые габбро, которые на отдельных участках прослоены горизонтами анортозитов, клинопироксенитов и вебстеритов. В нижней части зоны габброиды ритмично расслоены.

В верхах зоны кварцевые диориты, трондjemиты и микродиориты сменяют гипабиссальные габброиды мафитовой зоны. Низкохромистые микродиориты и кварцевые диабазы слагают кровлю plutонических офиолитов и образуют своеобразный расслоенный комплекс. Микродиориты во многих местах прорваны среднезернистыми диоритами с образованием магматических брекчий.

Минералогия. Клинопироксен ($Wo_{45}En_{44,2}Fs_{10,8}$) цирконсодержащих пегматоидных габброноритов относительно клинопироксена ($Wo_{46,2}En_{45,8}Fs_8$) габброидов переходной зоны слабо обогащен Na_2O 0,45—0,88 и Cr_2O_3 0,23%, а также более железистый Fe# (18,33—19,56). Однако это несколько ниже, чем в клинопироксене и ортопироксене вебстеритов ультрамафитовой зоны, крайне обедненных TiO_2 (таблица, проба 2).

Уровень железистости клинопироксена ($Wo_{46,6-47,6}En_{45,8-47,5}Fs_{5,1-7,6}$) верлитов основания переходной зоны значительно ниже и изменяется от 9,8 до 14,4. Наиболее высокая Fe# (19,2—21,9) отмечена в клинопироксенах ($Wo_{48-46,2}En_{41-42,4}Fs_{10-11,4}$) габброидов мафитовой зоны, в которых уровень концентраций Na_2O , Cr_2O_3 ниже предела чувствительности анализа при высоком содержании TiO_2 0,75%.

Клинопироксены габброидов и перидотитов содержат мало Al_2O_3 , что указывает на их надсубдукционную природу, этому не противоречит и последовательность кристаллизации минеральных фаз. В офиолитах надсубдукционных комплексов клинопироксен кристаллизуется раньше плагиоклаза, тогда как в офиолитах срединно-океанических хребтов имеют место обратные соотношения [5].

High-Cr# (0,76—0,81) кумулаты шпинелидов (см. таблицу) хромитовых дунитов основания переходной зоны обеднены Al_2O_3 8,80—11,98%, в то время как ксеноморфные зерна шпинелидов гарцбургитов и дунитов ультрамафитовой зоны характеризуются пониженной Cr# (0,56—0,66) и высоким Al_2O_3 16,30—22,03%.

Химический состав основных типов пород, минералов (в массовых долях %) и содержание элементов-примесей (в г/т) в офиолитах террейна Центральный Толпак

Номера проб																
Порода, минерал (количество проб в выборке)																

Примечание. Химический состав и содержание элементов-примесей выполнены в ЦХЛ ПГО «Центрразгеология», состав породообразующих и акцессорных минералов определен в МГУ им.М.В.Ломоносова на электронном микроскопе Sam.Scrap.-4DV с энергомикроанализатором «Link» при содействии И.Е.Кузнецова и М.З.Новиковой; «—» — содержания ниже предела чувствительности метода; пустая клетка — элемент не определялся.

Фигуративные точки Cr-шпинелидов на геодинамической диаграмме Cr#-Mg# (рис. 3) ложатся в область надсубдукционных комплексов, перекрывая значительную часть диапазона шпинелидов Идзу-Бонин-Марианской островной дуги. Их тренд резко отличается от Cr-шпинелидов перидотитов массива Караулчеку, подчиняющихся боуэнсовскому тренду дифференциации [8], они менее Mg# и Cr#, их гарцбургиты содержат подформные залежи титаномагнетитов, что сближает их с перидотитами преддуговых бассейнов [15].

Цирконы керсутитовых пегматоидных габброноритов практически прозрачны, светло-оранжевые и бесцветные, имеют правильные кристаллографические формы, габитус изометричный, гиаинтовый, копьевидный, призматический. Цирконы были разделены на три монофракции и изучены уран-свинцовым изотопным методом. По заключению Е.В. Бибиковой и Т.Г. Грачевой [8] наиболее достоверный возраст 477—480 млн. лет цирконов второй и третьей монофракций по изотопным отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Петрохимия и геохимия. Серпентиниты ультрамафитовой зоны обеднены легкоплавкими компонентами, их отношения $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{общ}})$ изменяются от 0,71 до 0,82, что в среднем ниже, чем в метаморфизованных перидотитах (0,85—0,86), но сопоставимы с таковыми отношениями ультраосновных кумулатов. Отношение MgO/SiO_2 в перидотитах ультрамафитовой зоны стабильно меньше единицы (0,83—0,95), что также не характерно для метаморфизованных абиссальных перидотитов.

Судя по высокому содержанию нормативного ортопироксена (23—36%), высокой хромистости шпинелей (60%) и низкой концентрации фосфора (0,01 %, лишь в одной пробе отмечено до 0,05%), серпентиниты отвечают низкофосфористым надсубдукционным гарцбургитам и дунитам с Fe# 10,8—13,4. В пойкилитовых гарцбургитах и кумулятивных дунитах отношение $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{общ}})$ составляет соответственно 0,71, 0,71—0,73. Перидотиты переходной зоны характеризуются по отношению к породам ультрамафитовой зоны более высокой Fe 13,5—18,8 (см. таблицу, пробы 9; 290.6; 290). Их фракционирование по железистости убедительно отражает дискриминационная диаграмма (рис. 4, а).

Гарцбургиты, дуниты, верлиты и пироксениты не содержат в значимых количествах (Ba, P, Sr) и характеризуются низкой флюктуацией элементов с высокочarged ионами (Nb, Zr, Ti, Yb, Y), однако когерентные элементы (Ni, Cr, Co) резко фракционированы (см. таблицу).

Габбронориты, ассоциирующие с перидотитами, по содержанию основных петрогенных компонентов отвечают low-Ti/Fe толеитам, а high-Al керсутитовые пегматоидные габбронориты с суммарным содержанием щелочей 2,52% отвечают породам известково-щелочной серии. Им характерны высокие концен-

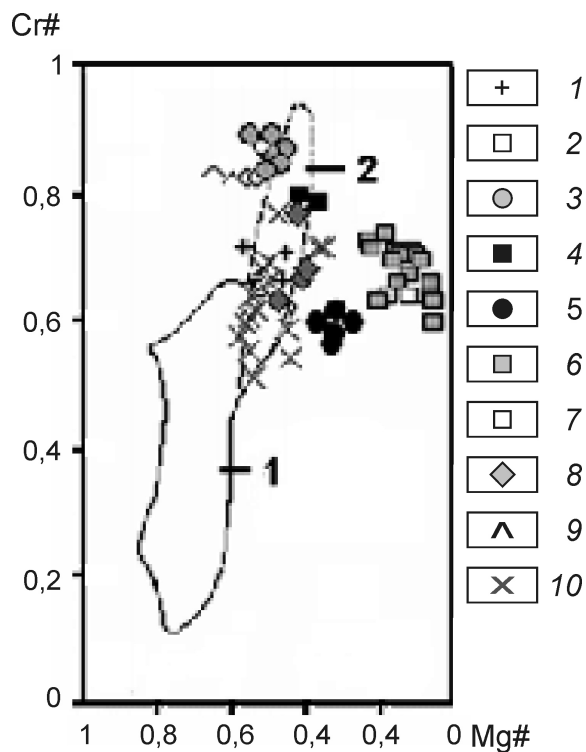


Рис. 3. Диаграмма отношений Cr -Mg шпинелидов:

1 — абиссальные перидотиты по работе [32]; 2 — перидотиты Идзу-Бонин-Марианской островной дуги по работе [25]; 3 — перидотиты и 2 — хромитовые дуниты террейна Центральный Толпак; 4 — хромитовые дуниты террейна Майсор; 5 — гарцбургиты, 6 — дуниты, 7 — верлиты паравтохтона Караулчеку; 8 — перидотиты серпентинитового меланжа Агырекских гряд; 9 — хромистые дуниты и 10 — перидотиты террейна Северный Толпак

трации Ba, Zr, Sr и низкие Y, Cr, Ni (см. таблицу, проба 290.5). Уровень железистости габброидов значительно ниже, чем в микродиоритах и кварцевых диабазах кровли массива (см. рис. 4, а).

Габброиды мафитовой зоны по петрохимическому составу (см. таблицу, проба 296) отвечают low-Ti/Fe/P, high-Ca/Mg толеитам. По $\text{TiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ и высоким концентрациям CaO габброиды отвечают составу high-Ca бонинитов, что не согласуется с их геохимическим спектром. По отношению к high-Ca бонинитам они обогащены Al_2O_3 , Y и недосыщены V при отношениях $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 0,67—0,89 и резко обеднены Cr и Ni. Уровень железистости габброидов значительно ниже, чем в кварцевых диабазах кровли массива (см. рис. 4, а).

Кварцевые диабазы и микродиориты кровли массива по петрогеохимическому составу отвечают low-K/Mg, med-Ti гиперстен-нормативным породам, обладающим повышенной щелочностью натрового типа с крайне низкими концентрациями Cr, Ni, умеренно повышенным Nb, высокими Y и низкими концентрациями Zr (см. таблицу, проба 2111). Данные

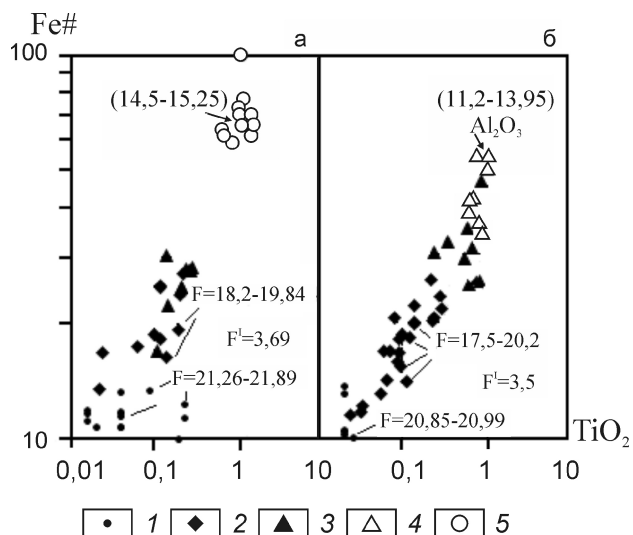


Рис. 4. Дискриминационная диаграмма Fe#-TiO₂ для надсубдукционных офиолитов террейна Центральный Толпак (а) и параволканита Караулчеку (б):

1 — гарцбургиты и Сг-дуниты; 2 — кумулятивные перидотиты; 3 — габброиды; 4 — вулканы акезекской свиты параволканита Караулчеку; 5 — кварцевые диабазы террейна Центральный Толпак; F — степень частичного плавления, рассчитанная по первичной шпинели, по работе [26]; F¹ — разница между максимальной и минимальной степенью частичного плавления; диаграммы различных трендов дифференциации: а — феннеровский (офиолиты Толпакского типа, реститовые перидотиты, габбро и кварцевые диабазы), б — боуновский (акезекские примитивные вулканы, кумулятивные мафит-ультрамафиты)

петрогеохимические параметры сближают их с вулканитами умереннотитанистых островодужных серий, подчиняющихся феннеровскому тренду дифференциации (см. рис. 4, а).

Обсуждение материалов и выводы. Уровень обогащения Nb перидотитов, габброидов и микродиоритов террейна Центральный Толпак сопоставим (в г/т): 5; 5 и 5—6 соответственно, что свидетельствует о малой его подвижности при фракционировании магматического расплава. Это дает основание заключить, что уровень концентрации Nb в изученных породах не зависит от условий кристаллизации магматических комплексов, а определен только составом родоначальной мантийной магмы. Данный уровень Nb характеризует их как производные переходной астеносферной мантии.

Постоянная величина Nb также свидетельствует о том, что мантия над зоной субдукции не подвергалась обогащению за счет подтока снизу из глубинных слоев нижней мантии, поскольку океаническая плита могла служить физическим барьером на пути поднимающихся мантийных расплавов. По-видимому, такие условия могли быть определены высокой скоростью субдукции и пологим погружением подо-

двигаемой океанической плиты, что способствовало образованию замкнутой магматической камеры для доступа новых порций мантийного вещества.

Уровень содержания Pb (6,1 18,5 мкг/г) циркона габброноритов на порядок ниже, чем в примитивной мантии [37], тогда как содержания U (76 231 мкг/г) приближаются к таковому в E-MORB. Однако относительно невысокий Nb (5 г/т) габброноритов указывает на переходный тип мантии, а высокий уровень Ba (330 г/т) свидетельствует о ее вовлечении в магматические процессы, протекающие над зоной субдукции.

Уровень содержания Y в перидотитах и кварцевых диабазах офиолитов террейна Центральный Толпак различен 6 и 30 г/т соответственно. Следует отметить, что в аналогичных породах массива Караулчеку, чьи перидотиты отвечают составу плутонических офиолитов преддуговых бассейнов, Y имеет обратные соотношения [8]. Это дает основание заключить, что уровень концентраций Y в магматических породах обусловлен типом дифференциации исходной родоначальной магмы. Такие магматические процессы могут быть обусловлены взаимодействием надсубдукционного флюида с мантийным источником, перемещенным в зону субдукции.

Крайне низкий уровень флюктуаций некогерентных элементов перидотитов и габброидов указывает на отсутствие элементов скрытой расслоенности в породах, магмы которых фракционируют по феннеровскому типу, характеризуясь при этом высоким уровнем содержания когерентных элементов в перидотитах и крайне низким в микродиоритах (см. рис. 2) при высоком уровне содержания некогерентных элементов (см. таблицу).

Главными особенностями составов Cr-шпинелидов деплетированных low-Fe# перидотитов террейна Центральный Толпак, имеющих признаки кумулятивного расслоения, являются низкие содержания Ti и Fe при широких вариациях содержаний Cr, Al, Mg. Величина степени частичного плавления хромитовых дунитов достигает 21,89%, а в шпинелевых перидотитах колеблется от 18,20 до 19,84%, что также характерно для надсубдукционных перидотитов [10, 25].

Высокий уровень Cr# шпинелидов хромитовых дунитов, рудных залежей хромитов и присутствие модалного циркона в габброидах, как правило, связывают с индукционным плавлением мантийного вещества, обусловленного привнесением в систему флюидов, поступающих из смежной зоны субдукции [5, 6 и др.].

Состав и природа флюидных фаз, отделяющихся от пододвигаемой океанической плиты, относятся к наиболее спорным вопросам в современной петролого-геодинамической модели эволюции активных конвергентных границ тектонических плит. На сегодня существуют две противоположные точки зрения на состав и природу надсубдукционных флюидов.

Представители первого направления полагают, что основным источником H₂O надсубдукционных флюи-

дов является дегидратация водосодержащих минералов (амфибола, флогопита, апатита и др.) субдуцируемой океанической плиты [16, 26, 35 и др.].

Сторонники другой точки зрения утверждают, что источником H_2O надсубдукционных флюидов в основном является морская вода, обогащенная галогенами, поставляемая смежной зоной субдукции [29, 30, 34, 36 и др.]. Неоспоримыми доказательствами вовлечения морской воды в магматические процессы, протекающие в зонах схождения тектонических плит, являются не только высокие концентрации $NaCl$ [36], но и присутствие органического азота в вулканических парах, величина ^{18}O [22], повышенные концентрации благородных газов [24] и наличие короткоживущего космогенного изотопа ^{10}Be [18, 21, 37] в вулканических породах островодужных систем.

Это дает основание заключить, что состав надсубдукционных флюидов, образующихся в процессе сепарации морской воды, отделяющейся при дегидратации от погружающихся в зону субдукции пелагических осадков и базальтов, может быть обоснован солевым составом морской воды океанов [12].

В островодужных системах, формирующихся над зонами субдукции, широко развиты дифференцированные вулканиды, характеризующиеся крайне низкими концентрациями когерентных элементов (Ni , Co , Cr , V) и магния, такое распределение элементов объясняется примитивным повторным плавлением астеносферной мантии, вызывающим обширную кристаллизацию мафических фаз [5, 31].

В известной модели эволюции энсиматических окраинных бассейнов [5] предполагается, что за началом субдукции океанической плиты следует гидратация субокеанической литосферы, плавление этого мантийного источника приводит к образованию бонинитов, а последующее плавление гидратированной астеносферы в мантийном «клине» производит офиолиты островодужного толеитового состава.

В предложенной В.Г.Степанцом [12] модели эволюции мантийных магм над зонами субдукции мантийного «клина» заменяется мантийным диапиром, образование которого связывается с явлением глубинной дегазации Земли [2]. Потоки глубинных флюидов способны по сейсмофокальным зонам переносить радиогенное тепло, что может вызвать разуплотнение нижних горизонтов астеносферной мантии (мезосферы), формирование магматических очагов. В данной модели флюиды, отделяющиеся от пододвигаемой плиты, взаимодействуют не с холодной литосферой, как предполагает Дж.А.Пирс и его коллеги [5], а с горячим мантийным веществом. Следующее за этим понижение температуры плавления [1] вызывает флюидно-магматическую дифференциацию астеносферной мантии [12, 34].

Если согласиться с выводами Д.Е.Карига [28], что вещество мантийного диапира является исходной магмой для образования вулканогенных, субвулканичес-

ких и плутонических пород в пределах островодужных систем, то можно предположить, что потерянные дифференцированными вулканидами когерентные элементы и магний должны сохраниться в остаточном ультраосновном расплаве и кристаллизоваться впоследствии в мафические минеральные фазы. Например, хром в виде рудных хромитовых залежей, магний в виде оливиновых кумулатов, обогащенных никелем [5, 34], а тугоплавкие металлы могут образовывать рудные растворы элементов платиновой группы [17].

По-видимому, циркон кристаллизуется в силикатном растворе, обогащенном флюидами хлора, способными транспортировать цирконий [13].

Эти предположения хорошо согласуются с экспериментальными данными по плавлению мантийных магм в хлоридной среде. Хлор, как известно, препятствует накоплению железа [3], но способен увеличить роль титана [30] в остаточном ультраосновном расплаве, что также наглядно демонстрируют дискриминационные диаграммы $Cr\#-Mg\#$ и $Fe\#-TiO_2$ (см. рис. 3 и 4) соответственно.

Тенденцию выноса железа относительно магния из габброидов и перидотитов террейна Центральный Толпак подтверждают и расчеты баланса масс, выполненные профессором Т.Г.Петровым Санкт-Петербургского государственного университета.

Вышеизложенные данные дают основание заключить, что в замкнутых магматических камерах, насыщенных флюидами хлора, формируются высокотемпературные (1428 °C) гарцбургит-дунит-вебстерит-верлит-дунит-габбронорит-диоритовые массивы Толпакского типа, кровля которых сложена дифференцированными низкотемпературными (1082 °C) кварцевыми диабазами и микродиоритами, обогащенными водой (H_2O 1,11).

Основные петролого-геохимические особенности надсубдукционных офиолитов Толпакского типа: 1) керсутитовые габбронориты, прослаивающие перидотиты, содержат циркон, их клинопироксен обогащен Na_2O ; 2) габброиды и перидотиты обеднены Y , их клинопироксены обеднены Al_2O_3 и особенно Na_2O ; 3) кумулятивные дуниты содержат горизонты высокомагнетизальной, низкоглиноземистой рудной хромшпинели; 4) гарцбургиты и дуниты обогащены TiO_2 ; 5) отделяющиеся от мантийных магм расплавы представлены высоконатровыми, высокоиттриевыми дифференцированными породами, характеризующимися умеренными концентрациями Fe , Ti и крайне низкими содержаниями Mg , Cr , Ni , Sc .

Авторы благодарят Т.Г.Петрова д-ра геол.-минер. наук, проф. Санкт-Петербургского государственного университета и В.И.Серых д-ра геол.-минер. наук, проф. Карагандинского государственного технического университета за критические замечания и полезные дискуссии в процессе написания статьи. Авторы так же искренне признательны В.А.Гирнису д-ру геол.-минер. наук института геологии рудных месторожде-

ний, петрографии, минералогии и геохимии РАН за критические замечания и ценные советы по редактированию рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глинка Н.Л. Общая химия. —Л.: Химия, 1974.
2. Кадик А.А., Луканин О.А. Дегазация верхней мантии при плавлении. —М.: Наука, 1986.
3. Маракушев А.А. Магматическое замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физико-химической петрологии. —М.: Наука, 1987. Вып. XIV. С. 24—38.
4. Новикова М.З., Герасимова Н.А., Курковская Л.А. и др. Стратиграфия нижнепалеозойских вулканических толщ Майкаин-Кызылтасского офиолитового комплекса (Центральный Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геология. 1993. Т. 68. Вып. 6. С. 47—63.
5. Пирс Д.А., Литпард С.Д., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. —М.: Мир, 1987. С.134—165.
6. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. —М.: Недра, 1981.
7. Симонов В.А., Гаськов И.В., Ковязин С.В., Борисенко А.С. Геохимические особенности кислых расплавов на колчеданном месторождении Юбилейное (Рудный Алтай) // Месторождения древних и современных океанов-2005. Т. 1. —Минск: УрО РАН, 2005. С. 151—157.
8. Степанец В.Г., Гридина Н.М. Верхнеордовикские олистостромы гор Агырек и Косгомбай и проблемы корреляции нижнепалеозойских осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов Центрального Казахстана // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 5. С. 3—15.
9. Степанец В.Г. Проблема офиолитовых террейнов Казахстана // Офиолиты Казахстана. Путеводитель экскурсии. —Караганда, 1990. С. 50—65.
10. Степанец В.Г. Клинопироксены и шпинелиды как петрогенетические индикаторы надсубдукционных офиолитов северо-востока Центрального Казахстана // Отечественная геология. 2012. № 4. С. 40—48.
11. Степанец В.Г., Ермолов П.Е. Изотопные датировки и генезис цирконов мафит-ультрамафитов спилит-офиолитов (на примере гор Толпак Центрального Казахстана) // Проблемы минералогии, петрографии и минералогии. Научные чтения памяти П.Н.Чирвинского. Сб. науч. статей. —Пермь, 2008. Вып. 11. С. 170—176.
12. Степанец В.Г. Происхождение флюидов хлора и спилитовых магм над зонами субдукции // Уральский геологический журнал. 2008. № 3 (63). С. 3—18.
13. Чупин В.П., Сорокина Г.А., Ветрин В.Р. О происхождении циркона из плагиогнейсов архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины (термобарогеохимические данные) // Вестник МГТУ. Т. 10. № 1. 2007. С. 80—87.
14. Якубчук А.А., Степанец В.Г., Новикова М.З. и др. О выявлении осевой палеоспрединговой зоны в ордовикских офиолитах Центрального Казахстана // ДАН СССР. 1989. Т. 307. № 5. С. 1198—1201.
15. Azer M.K., Stern R.J. Neoproterozoic (835–720 Ma) Serpentinites in the Eastern Desert, Egypt: Fragments of Forearc Mantle // The Journal of Geology. 2007. Vol. 115. Pp. 457—472.
16. Best M.G. Amphibole-bearing cumulate inclusions, Grand Canyon, Arizona, and their bearing on silica-undersaturated hydrous magmas in the upper mantle // Journal Petrol. 1975. Vol. 16. Pp. 212—236.
17. Boudreau A.E., Hoatson D.M. Halogen variations in the Paleoproterozoic Layered mafic-ultramafic intrusions of East Kimberley, Western Australia: Implications for platinum group element mineralization // Economic Geology. 2004. Vol. 99. Pp. 1015—1026.
18. Brown L., Klein J., Middleton R., Sacks I.S., Tera F. ^{10}Be in island-arc volcanoes and implications for subduction // Nature. 1982. Vol. 299. № 5885. Pp. 718—720.
19. Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J. and Phinney D.L. Experimental-Determination of Trace-Element Partitioning between Pargasite and a Synthetic Hydrous Andesitic Melt. Earth and Planetary Science Letters 135(1–4). 1995. Pp. 1—11.
20. Coombs M.L., Sisson T.W., Kimura J.I. Ultra-high chlorine in submarine Kilauea glasses: evidence for direct assimilation of brine by magma // EPSL. 2004. Vol. 217. I. 3—4. Pp. 297—313.
21. Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press, 1997.
22. Harmon R.S., Hoefs J. Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global ^{18}O systematics of basalts from different geotectonic settings // Cont. M. Petrol. 1995. Vol. 120. Pp. 95—114.
23. Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.W. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // Nature. 2001. Vol. 410. Pp. 677—681.
24. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. 385. Pp. 219—229.
25. Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc. Leg 125. In: Fryer P., Pearce J.A., Stokking L.B., et al. (eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125. College Station TX: Ocean Drilling Program. 1992. Pp. 445—485.
26. Iwamori H. Transportation of H_2O and melting in Subduction zone // EPSL. 1998. Pp. 65—80.
27. Johnson K.T.M., Dick J.B., Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites // Journal Geophys. Res. 1990. 95. Pp. 2661—2678.
28. Karig D.E. Structural history of the Mariana Island arc system // Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 42. Pp. 323—344.
29. Kent A.J.R., Peate D.W., Newman S., Stolper E.M., Pearce J.A. Chlorine in submarine glasses from the Lau Basin: seawater contamination and constraints on the composition of slab-derived fluids // EPSL. 2002. Vol. 202. № 2. Pp. 361—377.
30. Lassiter J.C., Hauri E.H., Nikogosian I.K. et al. Chlorine-potassium variations in melt inclusions from Raivavae and Rapa, Austral Islands: constraints on chlorine recycling in the mantle and evidence for brine-induced melting of oceanic crust // EPSL. 2002. Vol. 202. I. 3—4. Pp. 525—540.
31. Pearce J.A., Baker P.E., Harvey, Luff I.W. Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the south Sandwich Island Arc // Journal Petrology. 1995. Vol. 35. Pp. 1073—1109.
32. Pober E. and Faupl P. The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps // Geologische Rundschau. 1988. Vol. 77. Pp. 641—670.
33. Rampone E., Piccardo G.B., Vannucci R., Bottazzi P., Ottolini L. Subsolidus reactions monitored by trace element partitioning: The spinel- to plagioclase-facies transition in mantle peridotites // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. Vol. 115. Pp. 1—17.
34. Stepanez W.G., Kemmer A.G. Mg, Ni and Cr fractionation in ophiolite as indication of the island arc and spreading back-arc magmatism maturity: an example from Central Kazakhstan // GEO2002. Planet Erde. Hannover. 2002. Heft 21. S. 321—322.
35. Stern R.J. Subduction zones. Rev. Geophys. 2002. 40(4). 1012.
36. Straub S.M., Layne G.D. The systematics of chlorine, fluorine, and water in Izu arc front volcanic rocks // Implications for volatile recycling in Subduction zones // GCA. 2003. Vol. 67. I 21. Pp. 4179—4203.
37. Sun S.-S. & Mc Donough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Oceans Basins (Saunders A. D. and Norry M. J., eds) Geol. Soc. Lond. Sp. Publ. 1989. Vol. 42. Pp. 313—345.

Региональные геофизические исследования в районе Центрального Тянь-Шаня (профиль MANAS)

А.В.КОЗЛОВА (Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Санкт-Петербургский государственный университет»; 198504, г.Санкт-Петербург, Петродворец, ул.Ульяновская, д.1)

Статья посвящена определению современного геодинамического строения малоизученного района — Центрального Тянь-Шаня. Приведены результаты различных стадий обработки данных магнитотеллурического зондирования. Сравнительный анализ полученных данных с результатами сейсморазведки позволяет повысить достоверность полученных результатов.

Ключевые слова: геодинамическое строение Центрального Тянь-Шаня, магнитотеллурическое зондирование, 2-D моделирование.

Козлова Александра Вячеславовна, fev83@rambler.ru

Regional geophysical investigations of the Central Tian Shan (profile MANAS)

A.V.KOZLOVA

Article is devoted to the definition of modern geodynamic structure of the insufficiently explored area, the Central Tien Shan. The results of the various stages of MTS data processing are shown. Comparative analysis of the obtained data with the seismic data allows enhanced the reliability of the results.

Key words: geodynamics structure of Central Tian Shan, magneto-telluric sounding, 2-D modeling.

Исследование геоэлектрического строения Земли играет большую роль при региональных изысканиях. Проникающая способность метода магнитотеллурического зондирования (МТЗ) позволяет изучать электрические свойства коры и мантии, тем самым внося существенный вклад в понимание глубинного строения и тектонических процессов земных недр. Интерпретация геоэлектрических разрезов в комплексе с материалами сейсморазведки позволяет определить не только геометрию геологических комплексов, составляющих изучаемый регион, но и выделить глубинные разломы, зоны повышенной трещиноватости и флюидонасыщенности.

В настоящее время исследование методом магнитотеллурического зондирования выполняются повсеместно. Однако наиболее проблемными областями исследования остаются области, осложненные гористым рельефом, отрицательно влияющим на дальнейшую интерпретацию полученных данных.

Основная цель данной публикации — изучение геоэлектрического строения зоны сочленения Тарима и Центрального Тянь-Шаня на натурных данных трансекта MANAS.

В 2005—2008 гг. совместными усилиями российских, американских (США), киргизских и китайских организаций и специалистов в рамках международной программы «Геодинамика Тянь-Шаня» был осуществлен комплекс геофизических работ по трансекту

MANAS (Middle Asia Active Seismic profiling) [7]. Магнитотеллурические зондирования были выполнены сотрудниками Научной станции РАН в г.Бишкек и геофизиками из Калифорнийского университета в Риверсайде под руководством профессора С.Парка.

Основной участок профиля магнитотеллурического зондирования находится на территории Киргизии, его длина 240 км, южный участок профиля на территории Китая имеет длину 65 км. Регистрация магнитного и электрического полей производилась с помощью измерительных систем МТ-24 (ЭМИ, США) и MTU-5 (Феникс, Канада) в интервале частот от $0,38 \cdot 10^3$ до $0,11 \cdot 10^2$ в 50 пунктах. Средний шаг между пунктами зондирования составил 5—16 км. Ориентация измерительной установки магнитотеллурического зондирования выполнялась по азимутам 0 и 90°, что в системе географических координат соответствует широтному и меридиональному направлениям. Эти азимуты близки к направлениям простираения главных тектонических структур в регионе исследования [6]. Земная поверхность в полосе профиля характеризуется сложным высокогорным рельефом. Превышения достигают 4700 м. Из-за особенностей горного рельефа и существующей дорожной сети линия профиля характеризуется большой искривленностью. Кроме того, он прерван на переходе через р.Нарын и в водораздельных частях хр.Атбаши и юж-

ного склона хр.Кокшаалтау. Таким образом, профиль подразделен на 5 частей.

На первом этапе предварительной интерпретации для зоны сочленения Тарима и Тянь-Шаня был проведен анализ искажений наблюдаемых кривых с помощью методов полярных диаграмм тензора импеданса и диаграмм фазового тензора (рис. 1). Метод диаграмм фазового тензора качественно отличается тем, что позволяет исключить геоэлектрический шум, вызванный мелкими приповерхностными неоднородностями, и получить неискаженную информацию о глубинных региональных структурах любой размерности [1].

Полученные амплитудные диаграммы главных элементов тензора импеданса говорят о сильном влиянии приповерхностных неоднородностей, создающих случайный геологический шум. В изменениях формы и ориентации диаграмм $|Z_{xx}|$ практически невозможно обнаружить какую-нибудь закономерность. Диаграммы $|Z_{xy}|$ имеют примерно однородную форму овалов, в некоторых местах профиля осложненные до овалов с заметным сужением, характеризующих геоэлектрическую среду, как квазидвумерную, трехмерную на некоторых отрезках профиля. Фазовые диаграммы качественно отличаются более устойчивой ориентировкой в пространстве и менее осложненной формой, что позволяет характеризовать их как квазидвумерные, иногда одномерные диаграммы. Наиболее сложное поведение как импедансных, так и фазовых диаграмм наблюдается на третьем участке профиля, что, скорее всего, связано с

влиянием сильного высотного градиента, создающего искажение на данные малых и больших периодов.

Первичный анализ азимутов главных направлений тензора импеданса проводился по методу Эггерса, позволяющего получить информацию, наименее искаженную неоднородностью верхней части разреза [9].

Качественный анализ кривых Эггерса дал представление о неоднородном геоэлектрическом строении рассматриваемой зоны. На протяжении всего трансекта в магнитотеллурическом поле выделяются области высокого сопротивления (до 5000 Ом м) в интервале периодов от 10^2 50 с чередующиеся с проводящими областями (100—500 Ом м). Стоит отметить также, что начиная с южной части профиля сопротивление верхних горизонтов земной коры, существенно увеличивается: с 50 Ом м на самом юге до 500—1000 Ом м на севере. В целях определения геоэлектрической размерности среды для каждой точки зондирования на всем частотном диапазоне был определен параметр skew, величина которого тем больше, чем сильнее изучаемая среда отличается от двумерной [8].

Среднее значение параметра для профиля находится в пределах 0,3–0,9. Но также выделяются участки с аномальным значением SKEW, где значение SKEW превышает 2,5. Анализ значений параметра позволяет сделать вывод о том, что в целом среду регионального профиля можно считать квазидвумерной, однако в ряде случаев модель распределения геоэлектрических свойств усложняется наличием мощных раз-

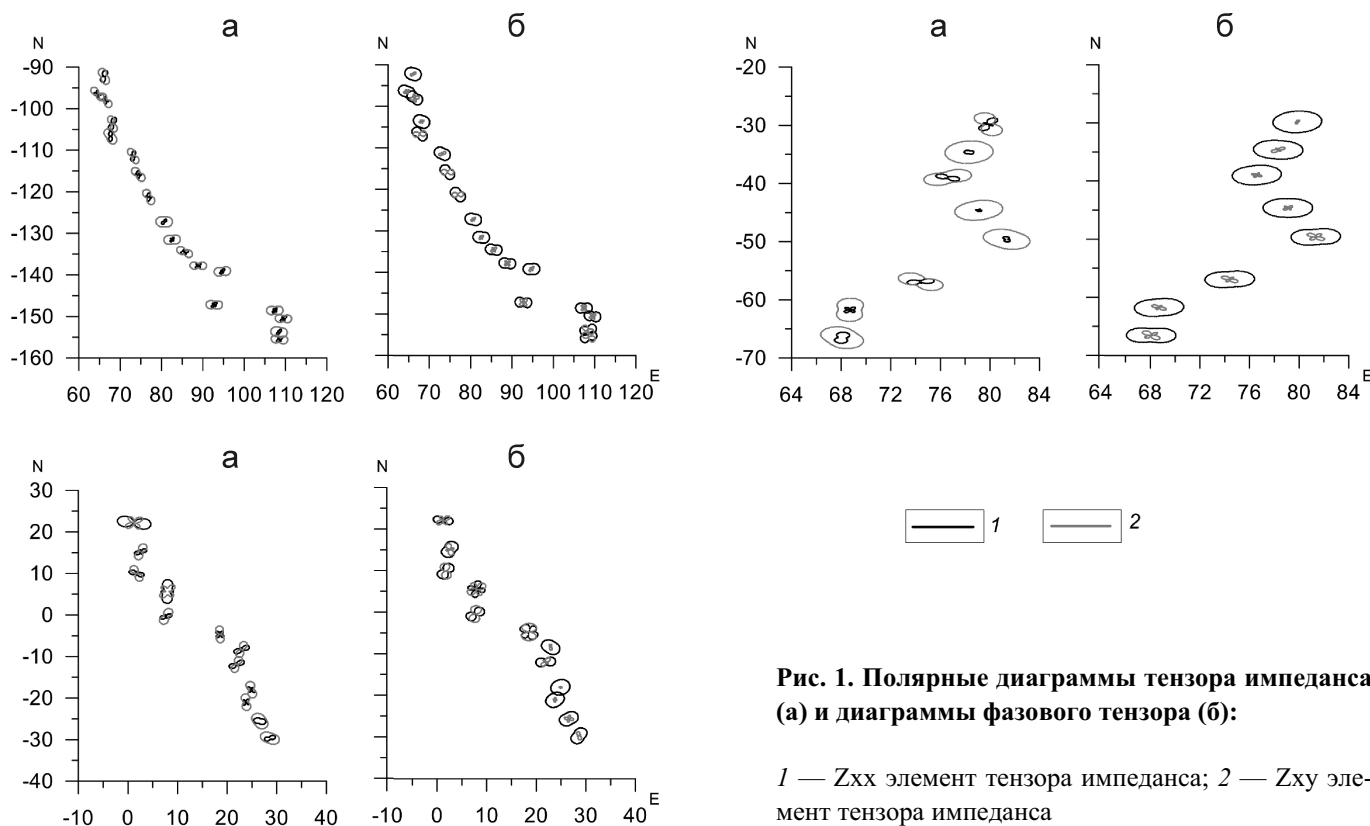


Рис. 1. Полярные диаграммы тензора импеданса (а) и диаграммы фазового тензора (б):

1 — Z_{xx} элемент тензора импеданса; 2 — Z_{xy} элемент тензора импеданса

ломов, зон разуплотнений, тектонических нарушений, а также влиянием рельефа дневной поверхности.

Для предварительной оценки геоэлектрических свойств среды был построен псевдоразрез кажущегося сопротивления. Из-за большого диапазона изменения сопротивления для наглядности разрезы представлены в логарифмическом масштабе (рис. 2).

Анализируя псевдоразрезы кажущегося сопротивления в целом, важно отметить, что для профиля MANAS характерна неоднородная структура геоэлектрической среды. Выделяются зоны резкой смены ориентации изолиний сопротивления, сопровождающиеся увеличением проводимости. Для каждого сегмента профиля, можно дать следующую краткую характеристику:

Сегмент 1 условно можно разделить на два блока с резкой границей между пунктами 210 и 211. Первый блок (от пункта зондирования 211 до 218) характеризуется высоким сопротивлением

1000 Ом м с субвертикальной ориентацией изолиний, во втором блоке (201—210) сопротивление уменьшается до 0,1 Ом м, изолинии распределяются субгоризонтально, в приповерхностной области наблюдается увеличение кажущегося сопротивления до 100—150 Ом м.

Участок профиля (сегмент 2) имеет сложное строение верхних горизонтов литосферы, сопротивление в пределах которых меняется от 102 до 103 Ом м. Еще одна особенность данного сегмента — выделение в длиннопериодной составляющей в районе пунктов зондирования 527 и 524 двух проводящих областей, где сопротивление падает до 10 Ом м.

Сегмент 3 разделяется на три области с последовательным уменьшением кажущегося сопротивления: 533—539, где кажущееся сопротивление находится в пределах 102—104 Ом м; 540—544, где $R_{ок}$ составляет 10—100 Ом м и проводящую область 545—548 с кажущимся сопротивлением, находящимся в пределах от 0 до 10 Ом м.

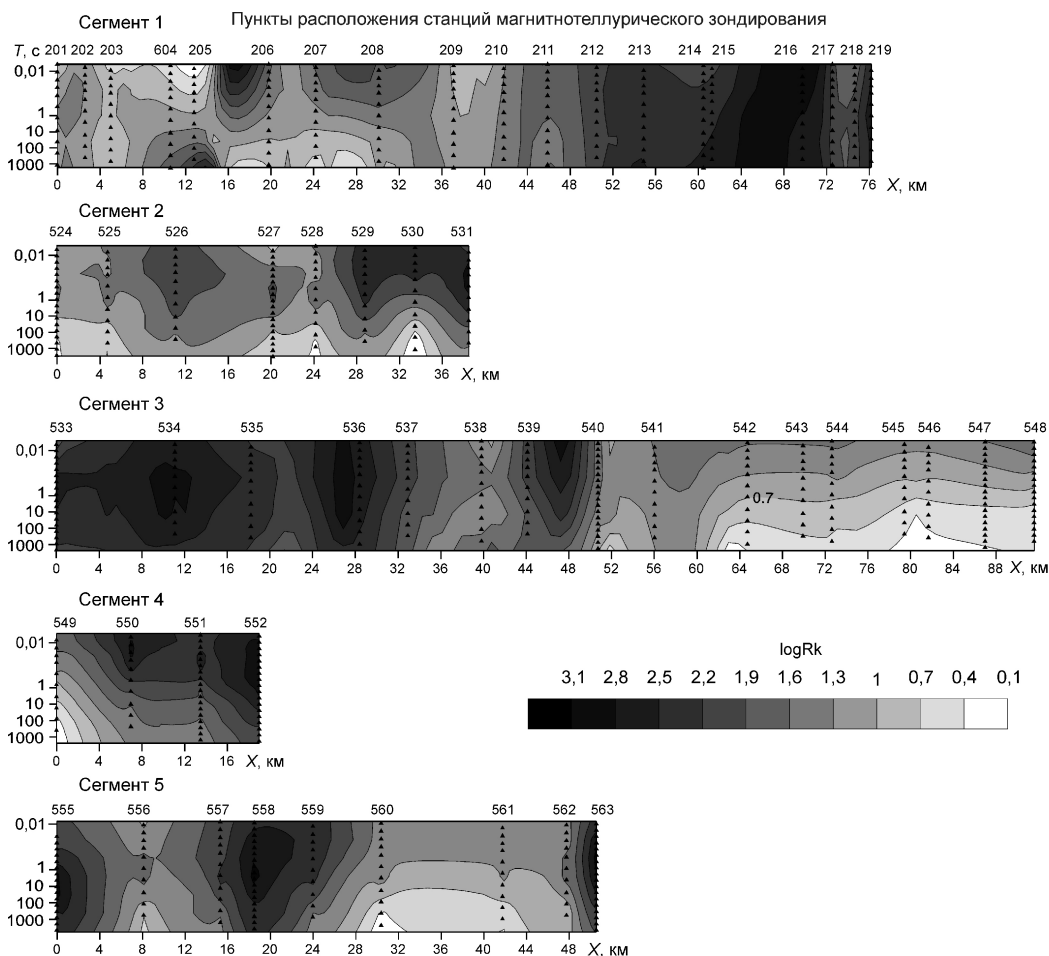


Рис. 2. Псевдоразрез кажущегося сопротивления.

Сегмент 4 условно разделен диагональной границей на два блока — проводящий с кажущимся сопротивлением, находящимся в пределах от 0 до 10 Ом м и не проводящий — $R_{ок}$ изменяется от 102 до 103 Ом м.

Среднее кажущееся сопротивление следующего участка профиля (сегмент 5) составляет 50 Ом м. Максимальное значение $R_{ок}$ приурочено к верхним горизонтам 557—559, 560—561 и, скорее всего, вызвано их неоднородным строением и влиянием рельефа. Необходимо также отметить, что выделенные в псевдоразрезах кажущегося сопротивления приповерхностные объекты нашли свое отражение в псевдоразрезах skew, где данный параметр увеличивается относительно среднефоновому и составляет 0,5—0,8. Мощный блок проводящих пород отмечается в нижней части псевдоразреза в районе пунктов 560 и 561, кажущееся сопротивление здесь уменьшается до 10 Ом м.

После построения псевдоразреза была решена одномомерная обратная задача для двух кривых Эггера и эффективной кривой зондирования во всех точках профиля. На рис. 3 приведена квазидвумерная интерпретация, полученная по результатам инверсии эффективных кривых зондирования, которые дали наиболее гладкую модель.

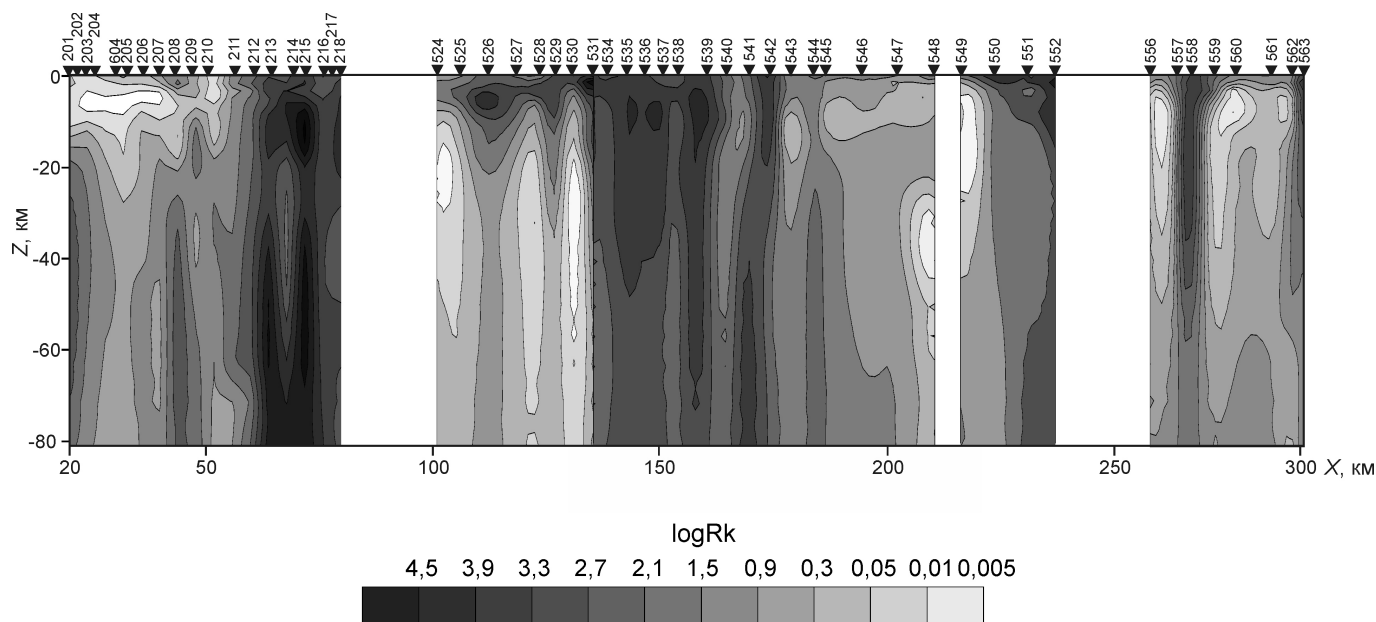


Рис. 3. Геоэлектрическая квазидвумерная модель профиля MANAS.

Строение профиля неоднородное. Основные структурные элементы, отраженные в разрезе в изолиниях кажущегося сопротивления следующие:

низкоамплитудная зона Тарима, где R_k геоэлектрической среды не превышает 10 Ом м;

зона сочленения Тарима и Центрального Тянь-Шаня, выделяющаяся резким уменьшением амплитуды аномалии сопротивления — от 10^5 до 10^2 Ом м.

В целом одномерная интерпретация осложнена наличием ряда линейных, субвертикальных аномалий, резко отличающихся по амплитуде кажущегося сопротивления, лежащей в пределах 1—10 Ом м для низкоамплитудных и 1000—10 000 Ом м для высокоамплитудных аномальных зон. Данные результаты сложно интерпретировать с точки зрения геологических процессов, возможно, они частично являются отражением сложного строения рельефа дневной поверхности.

Следующий шаг интерпретации — построение двумерной геоэлектрической модели. Проведение интерпретации с использованием «классического» алгоритма Reboss не принесло значительных результатов. Средняя ошибка по профилю RMS составила 12, что еще раз подтверждает необходимость введения учета рельефа в процесс расчета двумерной модели.

Алгоритм, позволяющий проводить подобные расчеты, был разработан на базе физического факультета Санкт-Петербургского государственного университета под руководством С.А.Вагина при непосредственном участии автора статьи. За основу решения прямой задачи в цикле алгоритма инверсии был взят модифицированный способ расчета методом сеток магнитотеллурических полей над двумерно-неоднородными средами [2]. В ходе испытания алгоритма на тестовых моделях установлено, что сходимость

быстрая и ровная. Результирующий разрез полностью определяет геометрию и распределение геоэлектрических свойств априорной модели.

Для выполнения 2-D инверсии профиль MANAS был разбит на три части, для каждой из которых решалась 2-D обратная задача. В итоге, для первой части разреза rms составила 0,15, для второй 0,1, для третьей 0,05. Модель двумерной инверсии с учетом рельефа наиболее информативно выглядит в свете ее сравнения с сейсмической моделью, построенной по комплексным данным методов МОВ-ОГТ (МОГТ) и сейсмотомографии А.Д.Павленкиным и Ю.В.Рословым [5] (рис. 4). Вертикальный и горизонтальный масштабы моделей совпадают.

Из-за разной природы возникновения сейсмических и геоэлектрических аномалий интерпретационные разрезы не идентичны, а генеральные неоднородности неодинаково отражаются в пределах разреза. Однако совместный анализ данных сейсморазведки и метода магнитотеллурического зондирования позволяют сделать следующие выводы о структуре разреза земной коры вдоль профиля MANAS:

1. Строение Таримской платформы близко к одномерному, сопротивление в пределах данной области составляет 100—1000 Ом м. Верхняя часть разреза осложнена наличием проводящей зоны с сопротивлением 10—50 Ом м.

2. По данным сейсмического профилирования было установлено, что на уровне верхнекоровых и более глубоких слоев в зоне сопряжения Таримской платформы и южной части Центрального Тянь-Шаня наблюдается сложная волновая картина строения разреза, связанная с далеким (более чем на 50 км) поддвижением платформы под южную часть Центрального Тянь-Шаня вдоль достаточно пологого

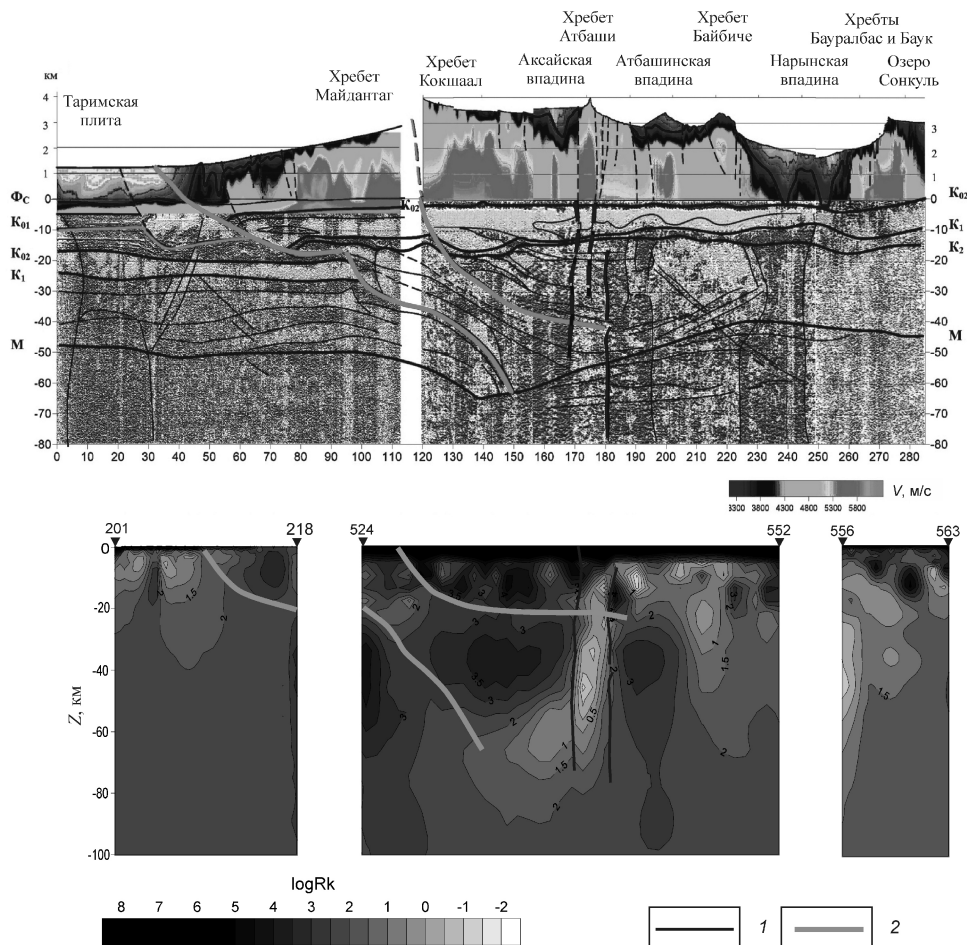


Рис. 4. Сравнение сейсмической и геоэлектрической модели, построенной по результатам двумерной инверсии с учетом рельефа:

1 — границы внутренних неоднородностей разреза; 2 — главные глубинные системы разломов: слева — Южно-Тяньшанской системы, справа — Майдантский разлом под Хребтами Кокшаал и Аксайской впадиной; Φ_c — поверхность палеозойского покровно-складчатого основания; K_{01} — кровля консолидированного основания; K_{02} — подошва консолидированного основания (раздел приповерхностной и глубинной частей разреза); K_1 — граница среднекорового слоя; M — граница Мохоровичича (подошва земной коры)

(около 30) сместителя регионального порядка. В поле отраженных и рассеянных волн он отчетливо прослеживается до подошвы земной коры под всей системой поднятий Кокшаалтау [5]. В геоэлектрическом разрезе эта зона выделяется неоднородным строением с линейными областями пониженного сопротивления до 100 Ом м, по-видимому, относящимися к зонам тектонических нарушений на фоне блоков с сопротивлением 1000—1500 Ом м.

3. Самые крупные колонны наиболее «мутных» (темных) сред в сейсмическом разрезе отмеченные под Аксайской и Нарынской впадинами, а также в Атбаш-Иныльчекской шовной зоне хорошо коррелируют с зонами субвертикальных аномалий высокой проводимости (кажущееся сопротивление находится в пределах 0,5—10 Ом м). Это хорошо согласуется с предположением о наличии мобильно проницаемых зон в различных слоях коры, принятым в концептуальных геодинамических моделях В.И. Макарова [4] и М.Г. Леонова [3].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бердичевский М.Н., Логуневич Р.Ф. Магнитотеллурические полярные диаграммы // Физика Земли. — М., 2005. № 10. С. 66—78.
2. Варданянц И.Л. Расчеты методом сеток магнитотеллурических полей над двумерно-неоднородными средами (Ч. I, II) // Вопросы Геофизики. — Л., 1978. Вып. 27. С. 36—40. 1979. Вып. 28. С. 155—163.
3. Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16—33.
4. Макаров В.И. Взаимосвязь Тянь-Шаня с его обрамлением и механизмы внутриконтинентальных горообразовательных процессов // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). — М.: Научный мир, 2005. С. 349—366.
5. Павленкин А.Д., Рослов Ю.В. Применение сейсмотомографии для изучения скоростного разреза для решения различных геофизических задач // Информационные технологии и обратные задачи рационального недропользования: мат-лы конференции. — Ханты-Мансийск, 2005.
6. Рыбин А.К. Магнитотеллурические и сейсмические исследования по трансекту MANAS (центральный Тянь-Шань) // Вестник ВГУ. Сер. геология. 2010. № 1. январь—июнь.
7. Щелочков Г.Г. и др. Исследования глубинного строения Центрального Тянь-Шаня по геофизическому трансекту MANAS // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы / Мат-лы 4-го Международного Симпозиума, г.Бишкек, 15—20 июня 2008 г. — Бишкек: Научная станция РАН, 2008.
8. Bahr K. Interpretation of magnetotelluric impedance tensor; regional induction and local telluric distortion // J. Geophys. 1988. Vol. 62. Pp. 119—127/
9. Eggers D.E. An eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor // Geophysics. 1982. Vol. 47. Pp. 1204—1214.

Об изучении морфологических особенностей ударного кратера по материалам дистанционного зондирования Земли

А.В.МИХЕЕВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт вычислительной математики и математической геофизики Сибирского отделения Российской академии наук (ИВМиМГ СО РАН); 630090, г.Новосибирск, просп.Академика Лаврентьева, д.6), В.Ф.КУЗНЕЦОВ

Рассмотрена методика изучения морфологии ударного кратера по данным «Полного каталога импактных структур Земли», представленного на сайте лаборатории Математических задач геофизики ИВМиМГ СО РАН [13] (2056 записей). Предлагаемая методика позволяет диагностировать новые кратеры по их геоморфологии и уточнять их генетическую характеристику. Систематизированы и представлены типовые морфологические элементы строения ударных кратеров (астроблемы), актуальные при их диагностике.

Ключевые слова: геоморфология, ударный кратер, типовые морфологические элементы, каталог.

Михеева Анна Владленовна, anna@omzg.sccc.ru

Кузнецов Виктор Федорович, kyz_rid@mail.ru

On studying morphological features of impact craters using the Earth's remote sensing materials

A.V.MIKHEEVA, V.F.KUSNETSOV

This paper gives a brief review of the new methods of studying the impact craters morphology using real data from «Catalog of the Earth's Impact structures» (2056 events), presented at the site of the «Mathematical problems in Geophysics» laboratory of ICM&MG [13]. The new methods, allowing one to visually reveal a new structure thus refining its genesis, are presented. There are systematized and represented typical morphological elements of the structure of impact craters (astroblemes) which are urgent with their diagnostics.

Key words: geomorphology, impact crater, typical morphological elements, catalog.

Основной тезис ударно-взрывной тектоники [6] заключается в том, что Земля должна быть покрыта метеоритными кратерами не меньше, чем Луна или Марс. Представление о предположительной численности крупных (Д > 100 км) кольцевых структур (КС) на Земле могут дать Космогеологические карты [3, 8] (рис. 1, А), составленные по данным космических снимков земной поверхности и содержащие множество (4000) дешифруемых кольцевых структур, половина из которых пока не имеют установленной генетической характеристики [6].

Кроме того, не учитываются подводные океанические кольцевые структуры, а по существующим оценкам, 70% всех метеоритов должно падать в океан [2]. Так как возраст океанической коры значительно моложе возраста континентальных плит (благодаря обновляющему ее спредингово-субдукционному механизму), то можно предположить, что большинство массивированных бомбардировок пришлось на более ранние периоды времени по сравнению с периодом образования современной океанической коры. Поэтому океаническое дно может хранить информацию о кратерах, число которых не превышает 0,1% их общей численности. Их изучение не входит в рамки данной статьи.

Исследование морфологии наиболее мелких земных кольцевых структур (поперечником от единиц

до десятков километров) можно вести по детальным данным дистанционного зондирования Земли в виде космических снимков [10] или цифровых моделей рельефа [21], реализованных в различных ГИС-системах (см. рис. 1, Б). На начальном этапе исследования при поиске новых кратеров, которые зачастую трудно выделить на космических снимках, эффективно использовать численные алгоритмы обработки данных цифрового рельефа, позволяющие находить кольцевые структуры на поверхности Земли [19]. Но этих средств не достаточно для диагностики ударного происхождения обнаруженных структур. Для выявления среди множества кольцевых структур кратеров потенциально-импактного происхождения необходимо, прежде всего, разрабатывать и совершенствовать методики диагностики астроблем по типовым морфологическим признакам, опираясь при этом на современные информационные технологии обработки изображений.

Основными условиями, способствующими успешному выявлению кольцевых структур космогенного происхождения (ККС) в рельефе, согласно работе [2], являются: повышенная их сохранность в геотектонически устойчивых регионах (древние щиты и платформы), минимальное проявление эндогенных процессов, отсутствие мощного покрова рыхлых отложений. Однако, внутренняя структура почти всех

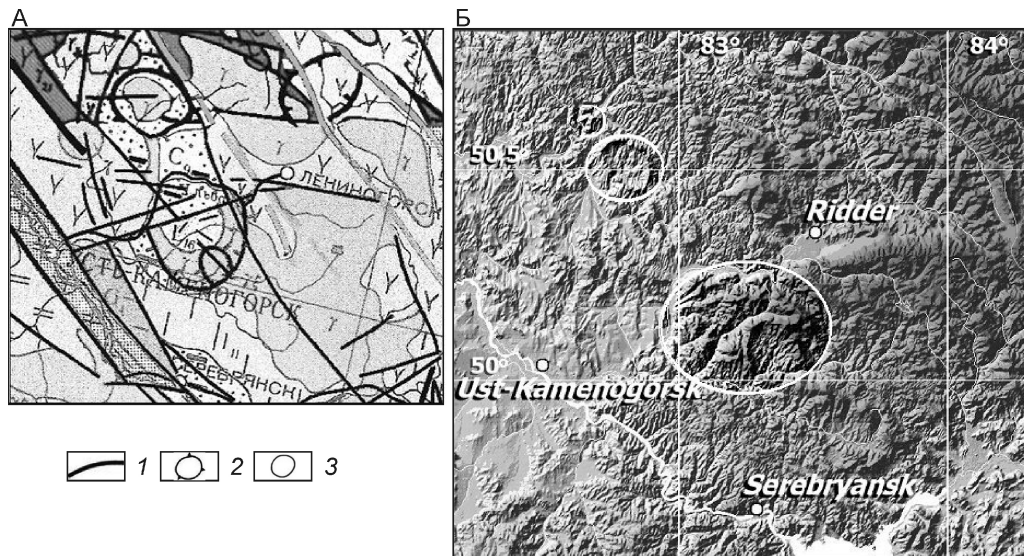


Рис. 1. Фрагмент карт района г.Усть-Каменогорск:

А — «Космогеологическая карта», А.Н.Брюханова и др., 1984 [3]; Б — ГИС EISC [20]; 1 — линии разломов; 2 — своды; 3 — кольцевые структуры неустановленного или сложного происхождения

достоверных отечественных астроблем, описанных В.Л.Масайтисом с соавторами [11], согласно приведенным разрезам, скрыта под толщей осадков или воды. Исключение составляют отдельные кратеры, частично сохранившиеся в рельефе поверхности и выявленные по данным аэрофото-морфологического анализа (например, Логанча, Беенчине-Салатинская). Тем не менее, как показывает фактический материал [13], во многих регионах первозданный ландшафт отлично сохранился, например, на территориях Прибалхашья, Рудного Алтая, Кольского полуострова, Мексики, Мадагаскара, юга Африки. Отметим, что за сто лет, опираясь исключительно на морфологические критерии, диагностировано множество ударных кратеров на Луне и других планетах [18, 22]. Поэтому, можно предположить, что в определенных условиях морфологические признаки астроблем — базовый, первичный фактор достоверной диагностики импактных структур. Петрографические и минералогические доказательства импактного происхождения также важны, но являются вторичными по отношению к базовому фактору.

В частности, благодаря методике диагностики ударных кратеров по их форме, предлагаемой в данной статье, найдено и добавлено в каталог [13] около 40 новых потенциальных астроблем Рудного Алтая. Уточнен генезис 10 кратеров Мадагаскара, Северной Италии и Сибири. Астроблемы, выявленные только по морфологическим признакам, отмечаются в каталоге категорией 2 (предполагаемые) в соответствии с 5-балльной (0—4) шкалой достоверности, введенной И.Т.Зоткиным и В.И.Цветковым в 1969 г. [7].

Основные структурные признаки идентификации ударного кратера. Перечислим основные ударные геолого-тектонические и морфологические признаки космогенного происхождения кратеров, принятые в настоящее время в результате изучения снимков, карт и разрезов кольцевых структур.

К **геолого-тектоническим** относятся такие признаки, как приуроченность к кратерообразным коль-

цевым структурам радиально-кольцевой сетки разломов (структуры «битой тарелки» [6], центральных подвигов, взбросов, сбросов), центробежных надвигов по периферии структуры (клиппенов), а для гигантских предположительно космогенных кольцевых структур (так называемых «ги-а-блем»: «ги» — гигантских, «а» — астро (звездных), «блем» — ран) — утонение консолидированной коры, складки и шовная складчатость в платформенном чехле [6]. Дугообразные и радиальные разломы, связанные с гиаблемами, могут рассекают земную кору на всю ее мощность (Ишимкая [6, 13]), контролируя размещение вулканогенных мульд, интрузий, поясов ультраосновных пород или даже действующих вулканов по периферии гиаблем [6]. Иными словами, возможно наличие геологических признаков, связанных с триггерным механизмом лавоизлияния [7] при ударе космического тела.

Для небольших ударных структур важный тектонический признак — обширная зона слабой трещиноватости [1, 2] (например, для кратера Каали [13] она имеет форму «бабочки») диаметром до 2-х раз превосходящим диаметр кратера.

Отметим, что дешифрирование аэро- и фотоматериалов позволяет выявить такие внешние проявления тектоники, генетически связанные с образованием астроблем, как кольцевые и радиальные разрывы (Логанча [16], Попигай [11], Маникуаган, Кондер, нуклеар Виллойский [13]), поверхностная периферийная складчатость (Западно-Сибирская [13]), древние и действующие очаги вулканизма (Тихий океан [13]).

В данной статье рассмотрены только те **морфологические** признаки метеоритного кратера, которые отражаются в поверхностном рельефе и визуальных размерах кратера. К настоящему времени выявлено несколько типов космогенных кольцевых структур, получены основные морфологические соотношения: для простых и сложных [2], ударных и ударно-взрывных [1, 7] кратеров, для кратеров в различных мише-

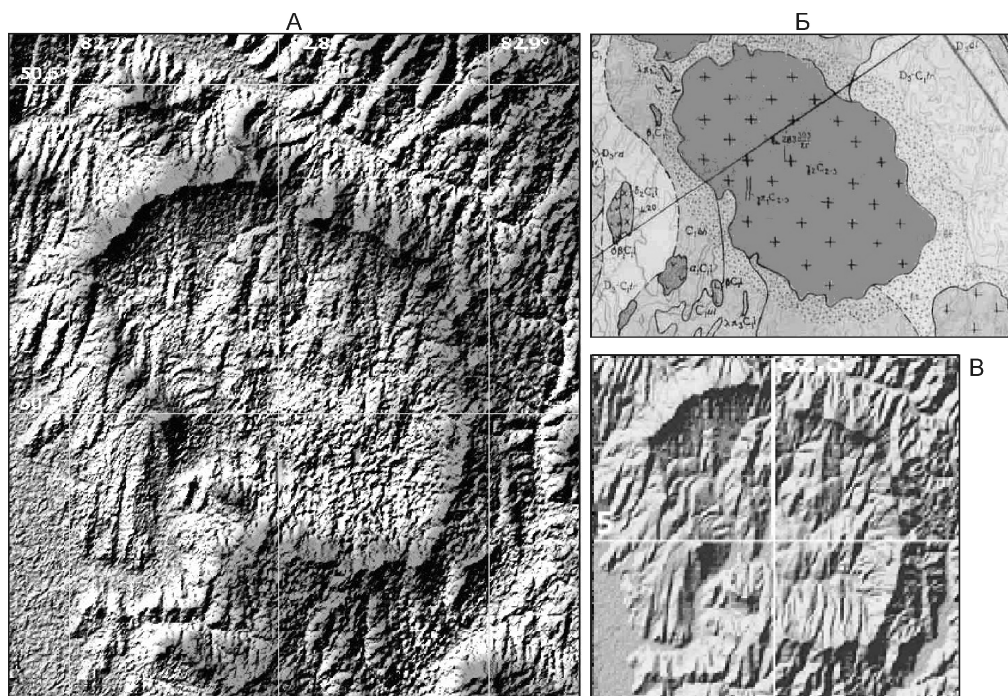


Рис. 2. Вероятная астроблема Волчихинская:

А — теневая модель рельефа в GIS EISC (данные ASTER GDEM); Б — геологическая схема (Геологическая карта палеозойского фундамента, масштаб 1:200 000, Г.В.Назаров, 1995), показывающая гранитный состав пород кратера; В — теневая модель большего разрешения (данные SRTM)

нях: кристаллических щитах и осадочных породах [2, 7], а также в базальтоидных образованиях [16], аналогичных по составу поверхностям других планет. В частности, простые кратеры обладают чашеобразной формой, имеют малые диаметры: до 3 км в осадочных и до 8 км в кристаллических породах и являются относительно более глубокими по сравнению со сложными кратерами. При этом в осадочных породах относительная глубина кратера меньше, чем в кристаллических [2]. Особенность кратеров в базальтоидных мишенях (например, траппах) — относительно меньшая высота кратерного вала [16].

Обобщенная идеальная картина [6, 7, 11] ударного кратера (кроме упомянутых складок, разломов и зон трещиноватости) включает в себя такие визуальные элементы, как отрицательная форма рельефа (в отличие от вулканов — положительных аккумулятивных форм рельефа [22]), цокольный вал, а в сложных кратерах — центральное поднятие в виде кольца или ударного конуса (ЦУК) и насыпной вал. Однако фактический материал [13] добавляет к этим классическим морфологическим моделям ударного кратера немало уточнений, зависящих от реальных условий образования кратера.

Используемые информационные технологии и методики. Для изучения формы кратеров авторы статьи используют как теневую модель рельефа, реализованную в ГИС-системе EISC [20] (см. рис. 1, Б; рис. 2, А), так и спутниковые снимки программы Google Earth (рис. 3: А, В, Г) или ее отечественного аналога Imp.ITRIS [10] (см. рис. 3, Б). Спутниковые снимки обрабатываются с помощью простейших операций выбора контрастов и полутеней, позволяющих получать качественное объемное фото кратера.

Для построения теневой модели рельефа используются массивы промеров глубин и высот NASA:

SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) и ASTER GDEM (Global Digital Elevation Model), а также технология цифровой картографии [5], заключающаяся в тонировании (закрашивание оттенком оговоренного цвета) точек поверхности в зависимости от их яркости при боковом освещении поверхности. В первую очередь, проводится триангуляция всей отображаемой области, при которой каждая прямоугольная ячейка сетки разбивается на необходимое число треугольников в зависимости от размера рисунка. Освещенность (яркость) каждого элемента поверхности определяется в соответствии с ориентацией плоскости каждого треугольника по отношению к вектору направленности освещения. Цвет элемента определяется градацией яркости соответствующего цвета, зависящего от высоты данной точки над уровнем моря. Параметры освещения и базовые цвета (цветовая схема), из которых затем получаются различные оттенки яркости, задаются пользователем [5].

Новая методика диагностики ударных кратеров заключается в подборе оптимального ракурса изображения или параметров луча «подсветки» и глубины тени, во избежание недостатков изображения, связанных с тем, что большинство древних ударных кратеров сохранилось лишь в виде фрагментов из-за эрозии, осадконакопления, тектонической и вулканической активности региона.

Эта методика диагностики изображений позволяет не только выявлять кольцевые структуры в большом количестве на снимках и моделях рельефа, но и собрать материал для установления типовых признаков идентификации космогенных кольцевых структур. Как известно [2], в целом методика идентификации подобных структур включает в себя множество этапов, в т.ч. следующих, связанных с морфологией: 1) выбор типовых морфоструктурных моделей для

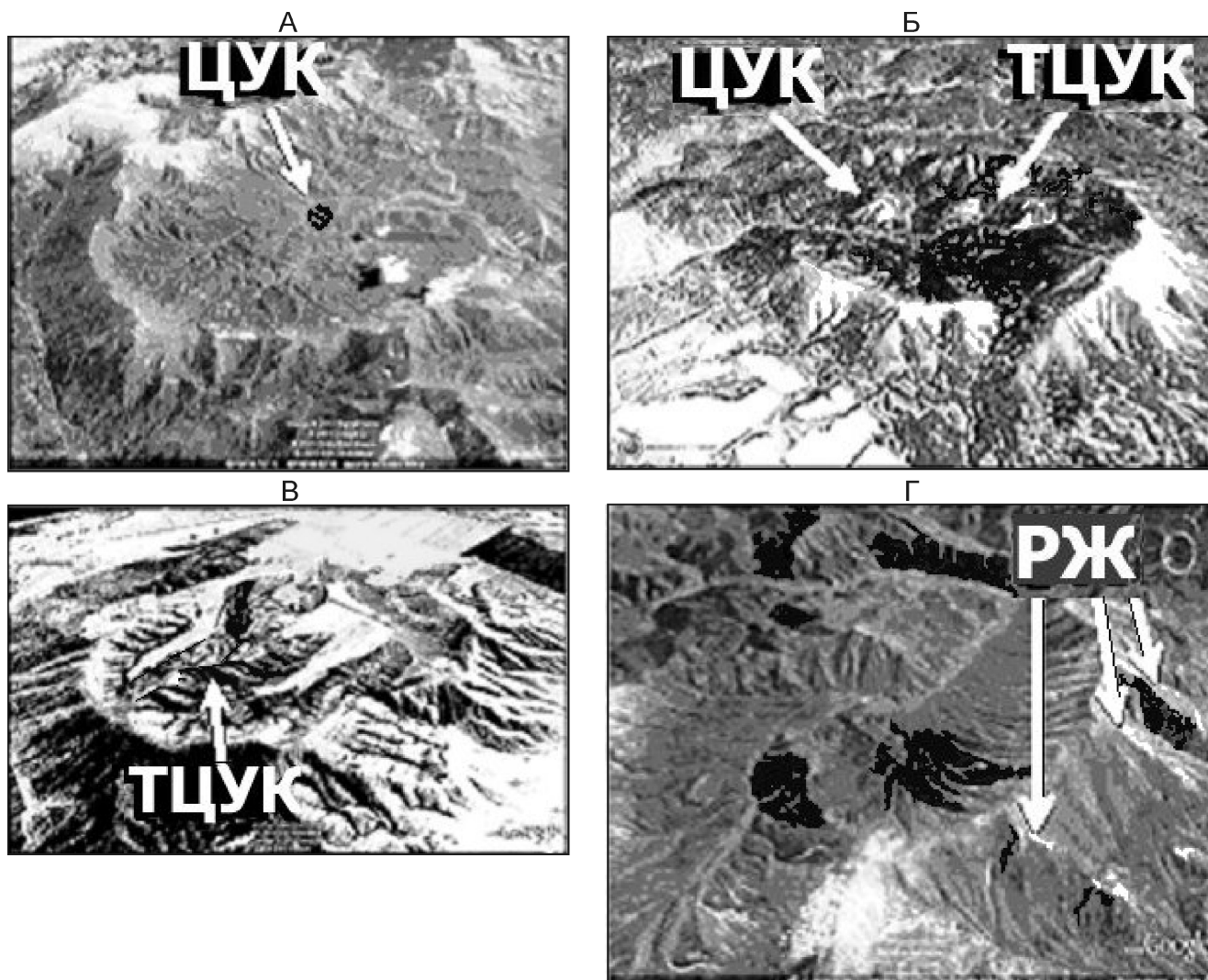


Рис. 3. Спутниковые снимки предполагаемых астроблем:

А — Чаша, Б — Орловская, В — Назар, Г — Ерофеевская; пояснения см. в тексте

возможных космогенных кольцевых структур района; 2) выбор критериев идентификации для подтверждения космогенности кольцевых структур; 3) сравнение исследуемой кольцевой структуры с достоверными космогенными структурами с целью подтверждения гипотезы о ее космогенности; 4) выявление контрастного характера обнаруженных признаков с окружающим ландшафтом.

В результате проведенных исследований на Рудном Алтае [9], отлично сохранившем первозданный космогенный рельеф, в соответствии с первым этапом описываемой методики были выявлены следующие морфологические типы потенциальных астроблем, обнаруженные затем и в других регионах: круглые простые (1а), круглые сложные (1б), подковообразные простые (2а), подковообразные сложные (2б) [9].

Породы, слагающие выявленные типовые ударные структуры, на данной территории преимущественно гранитного состава [9] и, по предположению

В.Ф.Кузнецова, представляют собой вскрытый взрывом кристаллический фундамент (см. рис. 2, Б). Граниты образуют центральную часть кратеров, центральный ударный конус, а иногда и валы (см. рис. 2, А, В). В некоторых случаях вал формируют породы мишени, представленные осадочными породами. В частности, в вероятной астроблеме Волчихинская кратерный вал (см. рис. 2, А) сложен ороговикованными породами осадочного чехла. Высокая устойчивость гранитов и роговиков к эрозионным процессам объясняет отличную сохранность рельефа кратеров.

Дальнейшие исследования фотоматериалов по большому количеству предположительных астроблем позволили ввести дополнительные структурные элементы — «диагностические индикаторы» ударного кратера.

Дополнительные структурные признаки идентификации импактного кратера. Эти структурные признаки были выделены по принципу максимально-го распространения, морфологической узнаваемости

и устойчивости к перечисленным процессам разрушения кратеров.

1. Если кратерный вал сложен гранитами, то в переходной зоне между наружной и внутренней частями кратерного вала может присутствовать волнообразный изгиб — *гребень кратерного вала* (Чаша [13]) (рис. 4). Пространственная ориентация гранитных плит позволяет предположить генезис этой морфологической структуры, как результат пластического течения гранита на заключительной стадии кратерообразования [9].

лишь в зачаточном виде (см. рис. 3, А); б) в кратерах с $D \approx 4$ км могут быть четко выражены и центральный ударный конус и тень центрального ударного конуса (см. рис. 3, Б); в) в кратерах с $D \approx 4$ км присутствует четко выраженная тень центрального ударного конуса, а сам конус или вовсе отсутствует, или присутствует в зачаточном виде (см. рис. 3, В).

3. Для подковообразных кратеров (группа 2) типичным является наличие с наружной стороны их фронтальной части ребер жесткости, расходящихся по направлениям перпендикулярным фронтальной

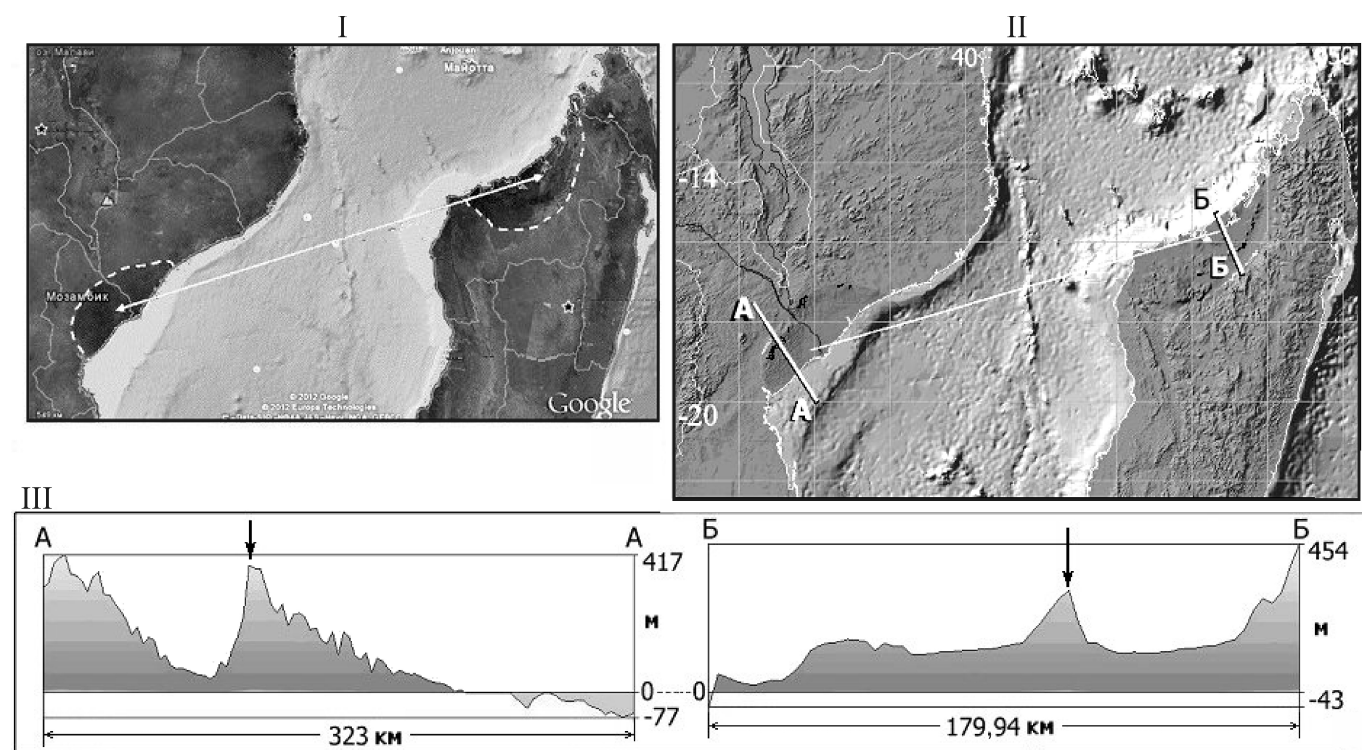


Рис. 4. Контуры кратера Мадагаскар-1 и разрезы по профилям А-А и Б-Б:

— пунктирная линия, трассирующая вал в ГИС-системе Google Earth; — рельефный контур, проявившийся в цифровой модели рельефа системы EISC; — внутрикратерное кольцевое поднятие (стрелки); градация серого цвета — высота над уровнем моря

2. Для простых подковообразных кратеров вытянутой формы (группа 2а) диаметром около 4 км характерно наличие так называемой *тени центрального ударного конуса* (ТЦУК) в виде хребта вдоль длинной оси кратера (см. рис. 3, Б, В). Тень центрального ударного конуса расположена между центральным ударным конусом и фронтальной частью кратерного вала астроблемы, то есть в зоне тени («мертвая зона») этого конуса, и может быть подчеркнута по краям желобами выпаживания.

Изучение различных по размеру кольцевых структур этой группы (2а) позволили выявить следующие закономерности: а) в кратерах $D \approx 4$ км присутствует центральный ударный конус, а его тень присутствует

части кратера (см. рис. 3, Д). Количество ребер жесткости изменяется в зависимости от индивидуальных баллистических характеристик космического тела. Это наиболее узнаваемый и устойчивый к внешнему воздействию структурный элемент астроблемы, применимый для диагностики как в камеральных, так и полевых условиях.

4. Для сложных кратеров типа 1б и 2б, вероятно образованных при дезинтеграции космического тела в атмосфере и одновременном падении большого количества обломков, характерно наличие общего ударного кратера, состоящего из более мелких *мини-кратеров*. Мини-кратер — ударный кратер, образующийся при взрыве фрагмента космического

тела и являющийся частью более крупного кратера. Важнейшим принципом строения сложного кратера является дифференциация расположения мини-кратеров в составе общего ударного кратера: во фронтальной части общего кратера расположен наиболее крупный мини-кратер, а к периферии размеры мини-кратеров симметрично уменьшаются. Степень выраженности мини-кратеров в рельефе зависит от степени разлета обломков [9]. Если разлет был незначительным, образуется кратер, общий контур которого состоит из «сросшихся» дуг кратерных валов разного диаметра, принадлежащих мини-кратерам, входящим в его состав. Например, форма астроблемы Волчихинская предположительно представляет собой наложение трех импактных структур с различными диаметрами и общим внешним валом (см. рис. 2, А).

Отметим, что ранее в достоверных импактных структурах отмечались лишь некоторые признаки, косвенно связанные с перечисленными морфоструктурными элементами космогенных кольцевых структур. Например, это наличие радиальных долин (разделенных зачаточными ребрами жесткости) на внешних склонах вала в структурах Логанча, Карская и Шунак, а также присутствие внутрикратерных радиальных желобов выпаживания в астроблемах Болтыш и Попигай [11]. В случае большого разлета обломков метеоритной массы, когда общий кратер не образуется, упоминалось о кратерных полях (группы кратеров) [12, 17]. Тогда кратерное поле соответствует форме «эллипса рассеяния» индивидуальных метеоритов (Хенбери и Сихотэ-Алинь [7], Байян-дянь [13] и Контозерский «грабен» [13, 17]).

Постударное воздействие окружающей среды на форму кратера. Необходимо учитывать и факторы постударного воздействия окружающей среды на начальную форму кратера, из-за которых диагностика космогенных кольцевых структур может быть затруднена. Например, следует учесть влияние эрозии, изменяющей в разной степени пропорции структурных элементов кратера. Иногда эрозия полностью уничтожает выполнение кратерной воронки (Чукчинская) [4, 13], уменьшает высоту наблюдаемого центрального ударного конуса (Логанча) [13, 16], значительно изменяет форму кратера в результате своей неравномерности (Ильинецкая) [2, 13], а иногда и полностью лишает метеоритный кратер изометрической формы и других морфологических атрибутов (Вредефорт) [7, 11, 13]. Однако, как показывает фактический материал [9, 13], для многих регионов, сохранивших первозданный ландшафт, эрозия менее разрушительна, чем более поздние космические удары и тектоника. В частности, столкновение Индостанской и Азиатской литосферных плит сформировало мощную коллизионную горную систему Гималаи—Алтай—Саяны, в которой могло быть «перемолото» множество древних астроблем. Поэтому при диагностике ударного кратера необходимо

учитывать возможность модификации его формы под действием последующих тектонических движений (Садбери) [2, 13].

Рассмотрим наглядный пример возможного влияния тектонической активности региона на морфологию ударного кратера. Применение описываемой диагностической методики к распознаванию потенциальных астроблем Мадагаскар 1—5 [13], обнаруженных еще в 2006 г. Matteo Chinellato (Tessera, Venezia, Italy), позволило, в частности, выявить для кратера Мадагаскар-1 (Д 290 км) не только основные морфологические признаки астроблемы, но и его постударную тектоническую эволюцию (см. рис. 4).

Сначала наряду с базовыми дешифровочными признаками кольцевых структур [14] для кратера Мадагаскар 1 были выявлены основные морфологические признаки импактной структуры: отрицательная форма рельефа, кратерный вал и центральное кольцевое поднятие. Затем, по совпадению очертаний береговых линий удалось определить местоположение второй половины кратера Мадагаскар-1 на Африканском континенте (см. рис. 4).

В результате дешифрирования снимков системы Google Earth было обнаружено не только «замковое» (до локальных деталей) совпадение отмеченных частей кратера, но также их соответствие друг другу по размеру и более темному цвету полусфер. Разлом, расколовший кольцевую структуру пополам, совпадает с направлением ее длинной оси и, возможно, с баллистической траекторией падения космического тела (направлением удара). Относительное смещение Мадагаскарской половины вероятной астроблемы можно объяснить различием в скоростях дрейфа Мадагаскара и Африканской плиты. Направление смещения океанического дна хорошо читается по карте линейных магнитных аномалий, относящихся к ближайшей зоне океанического спрединга [15].

Таким образом, применение описанной методики позволило не только обосновать космогенное происхождение гиаблемы Мадагаскар-1, но и обнаружить на Африканской литосферной плите ее вторую часть и тем самым определить предполагаемое место стыка Африканской плиты и Мадагаскара, отколовшегося от нее не ранее чем 150 млн. лет назад.

Наличие на Земле (в отличие от других планет) атмосферы и активных геологических процессов способствует формированию огромного разнообразия импактных структур как в момент импактного события, так и в процессе их преобразования в постударный период. Это усложняет задачу диагностики потенциальных ударных кратеров по их морфологии и заставляет вырабатывать новые подходы к их изучению, уточнять критерии и типовые морфологические признаки астроблем, используя материалы дистанционного зондирования регионов с повышенной сохранностью кратеров в рельефе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аалоз А.О. Ударные и ударно-взрывные метеоритные кратеры // Метеоритные структуры на поверхности планет. — М.: Наука, 1979. С. 149—158.
2. Алексеев А.С., Петренко В.Е. Оценки частоты падения небесных тел на Землю, исследование возможности за-благовременного их обнаружения и изменения траекто-рий. — Новосибирск, 1991.
3. Брюханов А.Н. «Космогеологическая карта СССР». Масштаб 1:2 500 000. 1984.
4. Вишневский С.А. Чукчинская котловина — эродирован-ный импактный кратер на севере Таймыра // АН СССР СО. Ин-т геологии и геофизики. Препринт. — Новоси-бирск, 1992.
5. Дядьков П.Г., Марчук Ан. Г., Михеева А.В. Methods of the development of earthquakes spatial grouping on seismogeodynamic studies with the information system GIS-EEDB // Мат-лы XI всерос. конф. с участием иностранных уче-ных «Проблемы мониторинга окружающей среды (ЕМ-2011)». Кемерово, 24—28 октября 2011 г. / Сб. док-ладов. — Кемерово, 2011. С. 166—171.
6. Зейлик Б.С. Ударно-взрывная тектоника и краткий очерк тектоники плит. — Алма-Ата: Гылым, 1991.
7. Зоткин И.Т., Цветков В.И. О поисках метеоритных кра-теров на Земле / Астрономический вестник. 1970. № 1. Вып. 4. С. 5—65.
8. Космогеологическая карта территории России, 1:2 500 000 / Под ред. О.В.Петрова, А.Ф.Морозова. 2011.
9. Кузнецов В.Ф. Ударные кратеры (астроблемы) Риддер-ского рудного поля (РРП) // Науки о Земле в Казахстане. — Алматы: «КазГЕО», 2012. С. 209—219.
10. Маринин И.В., Елецкий С.В., Чесноков В.В. Использо-вание Imp.Itris для предварительного и оперативного ис-следования цунами и оценки их последствий // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2009. Т. 18. № 12. С. 181—185.
11. Масайтис В.Л. Геология астроблем. — Л.: Недра, 1980.
12. Масайтис В.Л. Ударные события и развитие биосферы // Природа. 1986. № 1. С. 60—62.
13. Михеева А.В. Web-сайт «Полный Каталог Импактных Структур Земли». 2012. URL: labmpg.sccc.ru/Impact/.
14. Пронин В.Г., Филиппова В.А. Дешифрирование косми-ческих снимков при анализе перспектив нефтегазонос-ности закрытых территорий Средней Азии // Космоаэ-рологические исследования нефтегазоносных районов. — Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 13—19.
15. Рундквист Д.В. и др. Web-сайт «Электронная Земля». 2006. URL: earth.jssc.ru/index_en.php.
16. Фельдман В.И. и др. Астроблемы на траппах — особен-ности строения, отличия от ударных структур на других мишенях // Метеоритика. 1985. № 44. С. 139—146.
17. Хазанович-Вульф К.К. Астероиды, кимберлиты, ас-троблемы. — С-Пб, 2011.
18. Kumlehn de Mamani M. Web-site «IMPAKTNAME: Namen der [Meteorite; Impakte/Krater; Boliden/Fireballs; Tektite] im Sonnensystem». 2012. URL: www.impactname.de.
19. Marchuk An.G., Simonov K.V., Peretokin S.A. Detection of possible impact structures at the bottom of the ocean by gravimetric and magnetometric data processing // Protecting the Earth against collisions with asteroids and comet nuclei / Proceedings of the International Conference «Asteroid- Comet Hazard-2009». — S-Pb.: Nauka, 2010. Pp. 206—210.
20. Mikheeva A.V. General laws of spatial-temporal distribution of the Earth's impact structures // Bull. Novosibirsk Computing Center. Ser. Math. Model. in Geoph. — Novosibirsk, 2010. Iss. 13. Pp. 127—140.
21. Petrenko V.E., Marchuk An.G. Estimation of the big cosmic bodies impact frequency and possibility of cosmogenic tsunamis // The International Emergency Management Society Conference, 1998. Disaster and Emergency Management: International Challenges for the Next Decade. The George Washington University, Washington DC, 1998. Pp. 435—443.
22. Wegener A. The origin of lunar craters. 1921.

Строение и возраст кремнисто-терригенных образований восточной части северного Сихотэ-Алиня

И.В.КЕМКИН (Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН; 690022, г.Владивосток, проспект 100-летия Владивостока, д.159)

Кемкин Игорь Владимирович, ktmkin@fegi.ru

В конце 1980-х годов при изучении хаотических толщ в Сихотэ-Алине (так называемых олистостром) сотрудниками Дальневосточного геологического института ДВО РАН был сделан ряд открытий, в корне изменивших сложившиеся представления о геологическом строении и истории развития этого региона, считавшегося типичной геосинклинальной складчатой областью, сложенной мощным комплексом палеозойско-мезозойских отложений [5, 6]. В частности, было установлено, что кремни, слагающие глыбы и разновеликие пластины в терригенном матриксе, представляют собой типичные планктоногенные (биогенные) отложения, лишенные терригенной примеси, которые при незначительной мощности (до 100 м) охватывают возрастной интервал в 70—100 млн.лет [3, 10]. Низкие скорости седиментации (около 1 мм в 1000 лет), а также тесная связь с толеитами СОХ-типа указывали на накопление их в пелагической (то есть максимально удаленной от континентов) части палеоокеана, с глубинами большими уровня карбонатной компенсации. Глыбы и обломки рифогенных известняков по совокупности признаков (тесная ассоциация с щелочными высокотитанистыми базальтами гавайского типа, наличие «холодного» контакта между ними и др.) были сопоставлены с фрагментами палеогайотов [18, 19], что характеризует их океаническое происхождение тоже. Работами [17, 20] было обосновано, что присутствующие в олистостроме обломки и пластины среднепалеозойских ультраосновных пород, габброидов и базальтов являются тектонически разобщенными фрагментами единой офиолитовой ассоциации, т.е. последовательный комплекс пород, слагающий океаническую кору. Также было установлено, что ассоциирующие с кремнями, известняками и офиолитами терригенные породы на разных стратиграфических уровнях имеют одинаковый и более молодой по отношению к океаническим образованиям возраст [11] (юрский для Главного и раннемеловой для Прибрежного антиклинориев Сихотэ-Алиня).

Совокупность новых данных не увязывалась с представлениями о строении Сихотэ-Алиня как нормальной (или даже нарушенной поздними покровно-надвиговыми дислокациями) единой стратигра-

фической последовательности, так как в действительности имеет место многократное чередование разновозрастных палеоокеанических образований и терригенных отложений приконтинентальной области седиментации. Такое строение есть результат тектонического совмещения в ходе субдукции разновозрастных и разнофациальных частей океанической литосферы и частичной аккреции ее фрагментов к окраине континента [33, 34 и др.]. Основываясь на возрасте терригенных пород, определяющих время аккреции, в структуре Сихотэ-Алиня были выделены фрагменты (террейны) трех разновозрастных аккреционных призм [20]: юрской, позднеюрско-раннемеловой и ранне-среднемеловой (рис. 1). Образования юрской призмы наиболее распространены в регионе и представлены четырьмя террейнами: Самаркинским, Наданьхада-Бикинским, Хабаровским и Баджальским, из которых Баджальский все еще самый слабоизученный. В его составе до сих пор не выделены тектоно-стратиграфические комплексы (структурные единицы), отражающие время отдельных эпизодов аккреции, а также строение, последовательность и особенности формирования северного фланга юрской призмы. В свою очередь эти знания важны для корреляции аккреционных событий на различных участках Палеоазиатской континентальной окраины и уточнении ее геодинамической эволюции. Приведенные в данной статье новые биостратиграфические данные позволяют частично восполнить имеющийся пробел в геологическом строении Баджальского террейна юрской аккреционной призмы.

Региональная геологическая позиция и предшествующие исследования. Баджальский террейн расположен на левобережье р.Амур в бассейне ее левых притоков (рек Боктор, Горин, Силинка, Кур, Урми и др.) в пределах выделяемых здесь ранее Горинского синклинория и Урми-Курского и Баджальского антиклинориев. От окружающих его Бурейинского, Ниланского, Хабаровского и Журавлевско-Амурского террейнов он отделен соответственно Куканским, Пауканским, Курским и Лимурчанским разломами.

В строении террейна принимают участие вулканогенные, кремневые и терригенные образования,

представления о строении и возрасте которых менялись несколько раз в течении более чем полувековых исследований. Согласно первой стратиграфической схеме, разработанной в конце 1950-х—начале 1960-х годов, в строении данного района выделялось 16 последовательно залегающих свит, сложенных в различных сочетаниях вышеуказанными породами [6, 14 и др.]. При этом, выделение свит осуществлялось главным образом по литологическим признакам и редким находкам макрофауны, содержащейся в известняках.

Во второй половине 1980-х годов в ходе геологического доизучения Горинского синклиория были получены новые возрастные датировки по радиоляриям и конодонтам, благодаря которым было установлено, что возраст кремневых пород не соответствует в большинстве случаев принятому возрасту содержащих их свит [7, 15]. Одновременно с этим, но в Баджальском антиклинории было выявлено, что тела известняков, считавшиеся полноправными членами стратиграфической последовательности, представляют собой разновеликие глыбы и обломки, заключенные в алевролитовый матрикс и, следовательно, они не могут характеризовать возраст вмещающих их терригенных отложений [21]. Основываясь на этих данных, для юго-западной и центральной частей террейна была предложена новая стратиграфическая схема, включающая два комплекса: карбонатно-вулканогенно-кремневый и терригенный [21]. В первый комплекс были объединены крупные пластины, а также глыбы и обломки в хаотических толщах карбонатных, вулканогенных и кремневых пород. При этом, вулканыты и парагенетически связанные с ними известняки, имеющие карбон-пермский возраст, относили к нижней части комплекса, а кремни с позднепермско-триасовыми датировками — к верхней. Главной особенностью комплекса считалась принадлежность его к пелагической области седиментации и преимущественное развитие биогенных осадков. Второй комплекс (терригенный) объединял обломочные породы (алевролиты, туфоалевролиты, песчаники, туфопесчаники с прослоями туффитов и кислых туфов, горизонты ритмичного переслаивания алевролитов и песчаников, хаотические образования и гравелиты). Возраст его предположительно юрско-раннемеловой.

В конце 1990-х—начале 2000-х гг. в рамках программы «Баджало-Комсомольский полигон» в пределах рассматриваемой территории были проведены геолого-съёмочные работы ГДП-200 (2-е поколение), результатом которых было издание серии геологических карт м-ба 1:200 000. Разработанные к ним легенды отличает очень детальная дробность. Так в сводной стратиграфической схеме только для домеловых образований (от среднего карбона до верхней юры) насчитывается около 20 стратонов. Однако выделенные подразделения включают все вышеуказанные литологические разности пород, но в разных со-

отношениях или с преобладанием, или отсутствием каких-либо из них [8, 9]. Контакты между толщами и свитами в большинстве случаев тектонические. Кроме того, возраст палеозойских стратонов, содержащих, также как и мезозойские стратоны терригенные породы, основывается только на фауне известняков и конодонт из кремней. Раннемезозойские подразделения (7 свит и толщ в интервале нижний триас—нижняя юра) охарактеризованы радиоляриями и конодонтами, выделенными только из кремней. Возраст же средне-верхнеюрских стратонов принят на основании остатков макро- и микрофауны, найденной в терригенных породах, хотя они, также как и раннемезозойские толщи, содержат в различном объеме кремнистые породы, которые в ряде обнажений улыбинской (байос-бат) и падалинской (титон) свит датированы конодонтами и радиоляриями среднего и позднего триаса и ранней юры [1].

Однообразие литологического состава выделенных стратонов, сложное чешуйчато-надвиговое строение площади их распространения, а также определенные трудности датирования пород (в большинстве случаев только микрофауна) являются серьезным препятствием при идентификации того или иного стратиграфического подразделения при полевых исследованиях, поэтому проблема разработки кондиционной стратиграфической основы для рассматриваемого района остается все еще актуальной. В этой связи геологами ФГУП «Дальгеофизика» и Института тектоники и геофизики им.Ю.А.Косыгина ДВО РАН было предложено проводить расчленение отложений на основе выделения структурно-вещественных комплексов (литостратонов), характеризующих определенные фациальные обстановки осадконакопления [1]. Так анализ собственных и имеющихся возрастных датировок отложений улыбинской и падалинской свит Горинского синклиория позволил им заключить, что эти свиты являются возрастными и литологическими аналогами. Кремни и кремнисто-глинистые породы этих свит, характеризующие пелагическую обстановку осадконакопления, имеют возраст в диапазоне средний триас—средняя юра, а терригенные породы, соответствующие в их представлении гемипелагической обстановке, средняя—поздняя юра. На этом основании все кремневые породы в поле развития улыбинской и падалинской свит они, вслед за авторами работы [7], выделили в бокторскую, а терригенные в хольвасийскую толщи, объединив их в хорпинскую серию. Таким образом, были подтверждены ранние выводы о том, что домеловые породы Баджальского террейна представлены двумя комплексами отложений, соответствующими пелагической и приконтинентальной областям седиментации, которые в современной структуре образуют пакет многократного тектонического чередования. Единственное отличие между двумя схемами в возрасте и, частично, составе пелагических образова-

ний. В западной и юго-западной частях террейна их возрастной диапазон средний карбон—триас, в то время как в центральной и восточной — средний триас—средняя юра. Однако, следует отметить, что для аккреционных призм это как раз не отличие, а закономерность. Первыми аккретируются наиболее удаленные от центра спрединга (более древние) участки океанической литосферы.

Анализ накопленных к настоящему времени литолого-палеонтологических данных дает основание отметить в формировании Баджальского террейна юрской аккреционной призм два этапа, соответствующие аккреции фрагментов осадочного чехла поздне-палеозойско-раннемезозойского и мезозойского участков океанической литосферы. Полученные автором дополнительные данные о возрасте кремневых и терригенных отложений в Комсомольском районе позволяют детализировать процесс аккреции мезозойского участка океанической плиты и, тем самым, несколько уточнить строение восточной части Баджальского террейна.

Результаты исследований. Литолого-биостратиграфические исследования проводились на левобережье р.Амур вдоль береговых обнажений ее левых притоков рек Горин и Силинка и в карьерах вдоль трасс Комсомольск—Солнечный и Комсомольск—Боктор в поле развития выделенных вместо улбинской, силинской и падалинской свит бокторской и хольвасийской толщ [1].

На правом борту р.Горин в 5 км ниже по течению пос.Боктор в частых береговых обнажениях попеременно отмечаются выходы кремневых и терригенных пород. Они слагают многократно чередующиеся различной мощности тектонические пластины, слои в которых под крутыми углами наклонены на север и северо-восток или юг и юго-запад (рис. 2). Совокупность кремневых и терригенных пластин, разделенная небольшими задернованными участками, обнажена четыре раза. При этом состав и строение отложений в них немного различны. Это дает основание разделить данный пакет тектонических пластин на четыре блока (см. рис. 2). В первом блоке наиболее полно представлен разрез кремневых пород, в котором выделяются пачки кремней с различной плитчатостью и красные яшмы. Согласно литолого-структурным и микрофаунистическим данным здесь реконструируется следующая последовательность отложений (рис. 3, А). Нижняя часть представлена серыми и желтовато-серыми разноплитчатыми кремнями с пачками яшм. Мощность их 65—70 м. Кремни согласно перекрыты зеленовато-серыми кремнистыми аргиллитами (видимая мощность около 10 м), которые сменяются темно-серыми алевроаргиллитами. Мощность их в пределах блока около 100 м. В верхней части пачки алевроаргиллитов появляются тонкие (доли мм — первые см) слойки песчаников. Далее разрез наращивают песчаники с прослоями алевро-

ролитов. Из кремней и глинистых кремней этого блока выделены не очень удовлетворительной сохранности, но вполне диагностируемые радиолярии (см. рис. 2 и таблицу). В соответствии с ними возраст кремней от среднего анизия—раннего ладина по раннюю юру включительно. Возраст кремнистых аргиллитов и алевроаргиллитов из-за немногочисленности выделенных видов устанавливается в несколько широком временном диапазоне — поздний бат—ранний титон для кремнистых аргиллитов и кимеридж—поздний баррем для алевроаргиллитов, хотя, как будет показано ниже, он имеет более узкий интервал.

В втором блоке реконструированная последовательность отложений следующая (см. рис. 3, А): нижнюю часть слагают желтовато-серые пелиты (глинисто-гидрослюдистые породы) мощностью 10 м; они постепенно сменяются темно-серыми глинистыми кремнями (5 м), на которых согласно залегают тонко- и среднеплитчатые кремни. Мощность их в пределах пластин около 50 м. Терригенные породы, занимающие, судя по последовательности в первом блоке, более верхнее стратиграфическое положение, представлены серыми слоистыми алевроаргиллитами мощностью более 100 м. Нижняя часть терригенной пачки — темно-серые кремнистые аргиллиты (около 7 м), которые постепенно переходят в алевроаргиллиты. С кремнями их контакт тектонический. В кремнях этого блока выделены радиолярии среднего триаса и ранней юры (см. рис. 2 и таблицу). В терригенных и кремнисто-глинистых породах микрофауна не удовлетворительной сохранности.

Третий блок сложен кремнями, кремнисто-глинистыми породами и туфами, смятыми в синклинальную складку. В ядре складки выходят туфы основного состава, цвет которых меняется от вишнево-красных до зеленовато-серых. Их мощность около 40 м. На крыльях последовательно обнажены кирпично-красные кремнистые туфоаргиллиты и серые плитчатые кремни, видимая мощность которых, соответственно 10 м и 30 м. Контакт кремнистых туфоаргиллитов с туфами седиментационный, а с кремнями тектонический. В данном блоке микрофауну выделить не удалось, но предшествующими исследованиями [1] в кремнях южного крыла были найдены поздненорийские конодонты (см. рис. 2).

Четвертый блок сложен желтовато-серыми пелитами с прослоями глинистых кремней (видимая мощность 10 м), постепенно сменяющимися их серыми тонко- и среднеплитчатыми кремнями (суммарная мощность 60 м) и серыми рассланцованными алевроаргиллитами (более 100 м). Из пачки кремней, залегающих непосредственно на пелитовых породах, выделены радиолярии позднего анизия—раннего ладина (см. рис. 2 и таблицу), а в кремнях второй кремневой пластины ранее были найдены позднетриасовые конодонты [1].

Анализ данных по составу, строению и возрасту пород в разных блоках показывает, что в пределах



1 — глинисто-гидрослоистые породы (пелиты); 2 — кремни; 3 — дислоцированные кремни; 4 — яшмы; 5 — кремнистые аргиллиты; 6 — алевролиты; 7 — алевролиты с прослоями туфов; 8 — песчаники; 9 — туфы основного состава; 10 — разломы: *a* — наблюдаемые, *b* — предполагаемые; 11 — элементы залегания пород; 12 — места отбора проб на радиолярии (числитель — номер пробы, знаменатель — возраст); 13 — точки с фауной и возраст по данным предшественников; 14 — автодорога Комсомольск—Боктор; А—Б — линия маршрута вдоль береговых обнажений, В — автодорожный карьер; отметка с высотой 257 м — гора Сан-Чуя

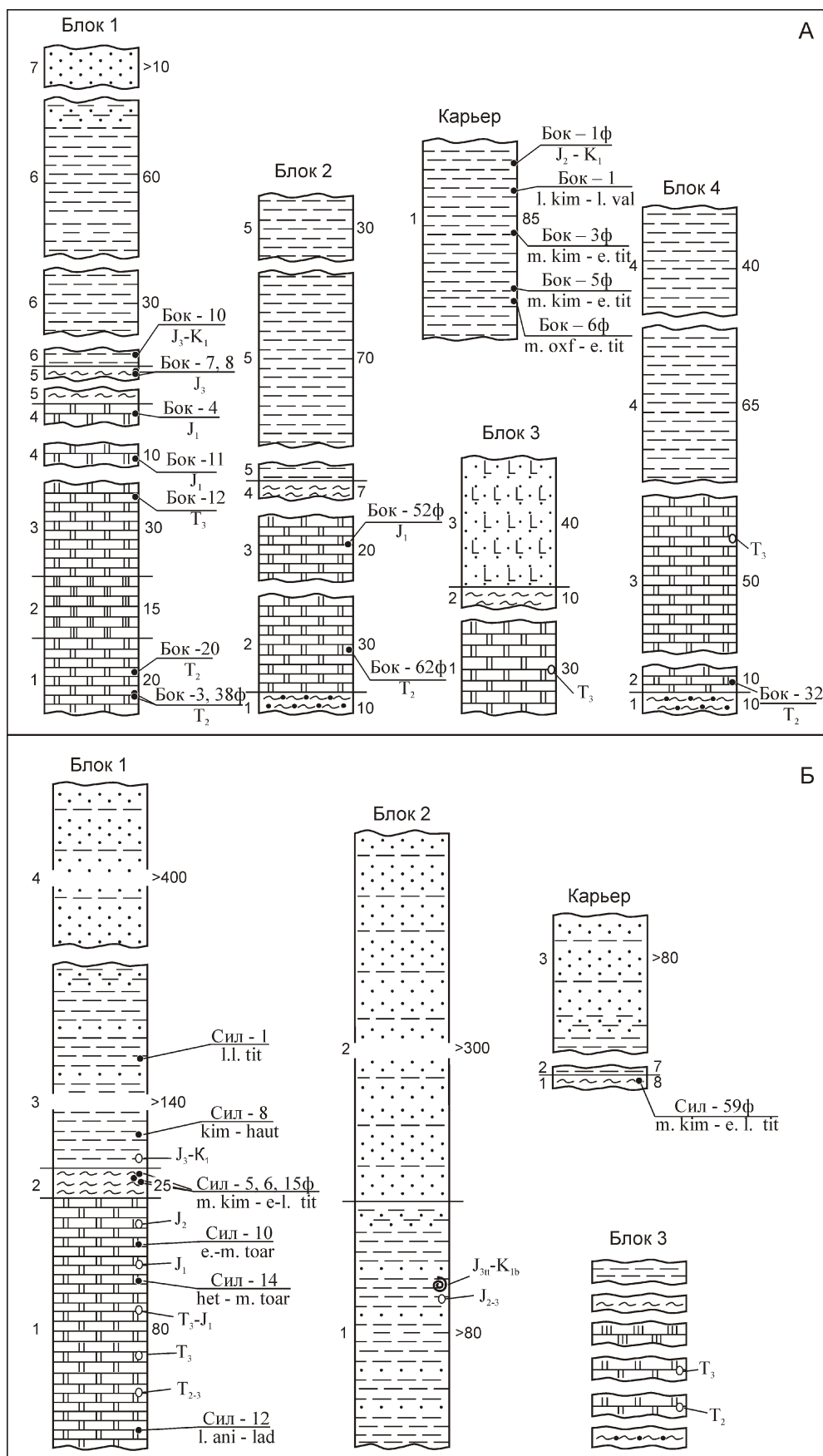


Рис. 3. Литолого-стратиграфические колонки кремнисто-терригенных отложений в различных тектонических блоках на правом берегу р.Горин (А) и левом берегу р.Силинка (Б):

см. услов. обозн. к рис. 2.

Виды радиоларий	Временной интервал	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
<i>Archaeodictyomitra</i> ex gr. <i>apiarium</i> (Rust)	m.cal—l.apr																				+					+	
<i>Archaeodictyomitra</i> ex gr. <i>vulgaris</i> Pessagno	kim—e.alb																				+						+
<i>Archaeodictyomitra excellens</i> (Tan)	l.kim—e.apr																				+						+
<i>Archaeodictyomitra minoensis</i> (Mizutani)	m.oxf—l.tit																										
<i>Cinguloturris carpatica</i> Dumitrica	l.bat—e.tit																										
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko	m.kim—l.val																			+							
<i>Cinguloturris fusiforma</i> Hori	l.kim—l.tit																		+								
<i>Eucyrtidicellum pyramis</i> (Aita)	kim—l.l.tit																										
<i>Eptingium manfredi</i> Dumitrica	l.ani—e.lad																										
<i>Hsuum</i> aff. <i>matsuokai</i> Isozaki et Matsuda	toar—e.bat																						+				
<i>Hsuum altile</i> Hori et Otsuka	toar—bat																										
<i>Mirifusus diana</i> s.l. (Karrer)	l.bat—l.hau																						+				
<i>Pantanellum</i> cf. <i>klunze</i> Pessagno et Blome	het—e.toar																										
<i>Parahsuum longiconicum</i> Sashida	l.pli—m.toar																										
<i>Parahsuum simplum</i> Yao	het—m.toar																										
<i>Parahsuum</i> cf. <i>grande</i> Hori et Yao	toar—m.baj																										
<i>Parahsuum</i> cf. <i>ovale</i> Hori et Yao	het—m.toar																										
<i>Parvicingula</i> cf. <i>mashitaensis</i> Mizutani	m.cal—e.e.val																										
<i>Parvicingula dhimenaensis</i> s.l. Baumgartner	baj—e.tit																										
<i>Parvicingula</i> cf. <i>omgoniensis</i> Vishnevskaya	baj—e.berr																		+								
<i>Parvicingula</i> cf. <i>gigantocornis</i> Kishida et Hisada	toar—aal																						+				
<i>Parvicingula nanocornica</i> Hori et Otsuka	toar—bat																						+				
<i>Plafkerium cochleata</i> (Nakaseko et Nishimura)	lad—nor												+														
<i>Protunuma japonicus</i> Matsuoka et Yao	l.bat—l.tit																										
<i>Loopus primitivus</i> (Matsuoka et Yao)	l.bat—ber								+																		
<i>Pseudodictyomitra</i> ex gr. <i>leptoconica</i> (Foreman)	m.oxf—e.apr																										
<i>Pseudodictyomitra</i> ex gr. <i>nuda</i> Shaaf	m.oxf—e.apr																										
<i>Pseudostylosphaera japonica</i> (Nak. et Nish.)	l.ani—e.lad																										

Виды радиолярий	Временной интервал	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
<i>Ristola altissima</i> s.l. (Rust)	l.bat — e.l.tit																										
<i>Sethocapsa</i> cf. <i>funatoensis</i> Aita	e.baj—e.tit																										
<i>Sethocapsa pseudouterculus</i> Aita	l.kim—l.val																										
<i>Sethocapsa</i> cf. <i>horokanaiensis</i> Kawabata	l.kim—e.val																										
<i>Sethocapsa</i> cf. <i>subcrassitestata</i> Aita	kim—e.haut																										
<i>Sethocapsa hexagona</i> Hori	m.oxf—l.l.tit																										
<i>Sethocapsa</i> sp.	J ₂ —K ₁																										
<i>Squinabolella</i> sp.	kar—nor																										
<i>Stichocapsa</i> ex gr. <i>cribata</i> Hinde	J ₂ —K ₁																										
<i>Stichomitra</i> ex gr. <i>mediocris</i> (Tan)	J ₃ —alb																										
<i>Thanarla</i> ex gr. <i>brouweri</i> (Tan)	J ₃ —m.alb																		+	+						+	
<i>Transsuum hisuikyoense</i> (Isozaki et Matsuda)	toar—e.cal																						+				
<i>Triactoma</i> cf. <i>blakei</i> (Pessagno)	l.baj—e.tit				+	+	+																				
<i>Triassocampe deweveri</i> gr. (Nak. et Nish.)	l.ani—lad																										
<i>Triassocampe diordinis</i> Bragin	m.ani—l.e.lad																										
<i>Triassocampe</i> cf. <i>nova</i> Yao	kar—nor												+														
<i>Triassocampe coronata</i> Bragin	m.ani—lad																										
<i>Triassocampe</i> sp.	T ₂₋₃																										
<i>Tricolocapsa</i> sp.	J ₁ —J ₃																										
<i>Tritrabs</i> sp.	J ₁ —K ₁																										
<i>Willriedellum</i> cf. <i>crystallinum</i> Dumitrica	l.bat—e-l.tit																										
<i>Wrangellium</i> cf. <i>depressum</i> (Baumgartner)	l.l.tit—e.e.hau																										
<i>Xitus</i> cf. <i>spicularius</i> (Aliev)	l.oxf—alb																				+						
<i>Xitus</i> sp.	J ₂ —K ₂																										
<i>Yeharaia elegans</i> Nakaseko et Nishimura	ani—lad																										
<i>Zhamoidellum ovum</i> Dumitrica	m.oxf—e-l.tit																										

Примечание. Временные интервалы распространения радиолярий приняты в соответствии с работами [2, 22, 23, 25, 26, 28—31, 33 и др.]; пробы: 1 — Бок - 1, 2 — Бок - 1ф, 3 — Бок - 3, 4 — Бок - 3ф, 5 — Бок - 5ф, 6 — Бок - 6ф, 7 — Бок - 4, 8 — Бок - 7, 9 — Бок - 8, 10 — Бок - 10, 11 — Бок - 11, 12 — Бок - 12, 13 — Бок - 20, 14 — Бок - 32, 15 — Бок - 38ф, 16 — Бок - 52ф, 17 — Бок - 62ф, 18 — Сил - 1, 19 — Сил - 5, 20 — Сил - 6, 21 — Сил - 6, 22 — Сил - 10, 23 — Сил - 12, 24 — Сил - 14, 25 — Сил - 15ф, 26 — Сил - 59ф.

рассматриваемой площади обнажен фрагмент разреза единой, но интенсивно дислоцированной последовательности отложений, нижняя часть которой сложена кремнями, постепенно сменяющимися терригенными породами. Согласно микрофаунистическим данным, возраст кремней среднеазиатско-тоарский. Аналогичные датировки кремней получены также и предыдущими исследованиями [1, 7, 15 и др.] в бассейнах рек Боктор, Болин и нижнего течения р.Горин. Переходные слои (кремнистые аргиллиты) и терригенные породы в пределах описанного тектонического пакета имеют несколько широкий возрастной диапазон. Однако в 5 км севернее (на северо-восточной окраине пос.Боктор) в придорожном карьере из аналогичных алевроаргиллитов в нескольких пробах (см. рис. 2, В и таблицу) выделены радиолярии, ограничивающие возраст пород интервалом средний кимеридж—ранний титон. В 2 км юго-восточнее пос.Боктор в автодорожной выемке в кремнистых аргиллитах найдены байос-раннекимериджские радиолярии [1].

В изученном фрагменте кремнисто-терригенной последовательности пока не вполне ясно положение кирпично-красных кремнистых туфоаргиллитов и туфов. Учитывая то, что они тесно ассоциируют с позднетриасовыми кремнями, возможно, они являются частью позднетриасово-раннеюрского интервала кремневого разреза. Как альтернативный вариант они могут слагать некую часть (но не самую верхнюю или самую нижнюю) переходной пачки кремнистых аргиллитов, как это имеет место в Самаркинском (Матайский комплекс) и Наданьхада-Бикинском (Улиткинский комплекс) террейнах юрской призм, где среди кремнистых аргиллитов присутствуют пласты туфов и лав основных пород [12, 16]. Дальнейшие поиски микрофауны позволят уточнить их стратиграфическое положение.

На левобережье р.Силинка (в 90 км юго-западнее первого участка), как и в бассейне нижнего течения р.Горин, домеловые образования представлены кремнисто-терригенными отложениями, слагающими серию чередующихся крутопадающих тектонических пластин северо-восточного простирания (рис. 4). По соотношению кремневых и терригенных пластин здесь выделяется три блока. Самый представительный первый блок. В нем присутствуют пластины всех литологических разностей. Кроме того, здесь в пределах одной тектонической пластины имеется седиментационный контакт между кремнями и терригенными породами. Отметим, что согласно залегание алевролитов на кремнях в данном разрезе описывали и геологи комсомольской экспедиции, и ФГУП «Дальгеофизика». Совокупность структурных, литологических и микрофаунистических данных позволяет реконструировать здесь (рис. 3, Б) следующую последовательность отложений. Внизу залегают серые с коричневатым или желтоватым от-

тенком тонко- и среднеплитчатые (2—4, реже 7 см) кремни, переходящие в верхней части пачки в зеленовато-темно-серые глинистые кремни. Исследованиями автора, а также в ходе предшествующих работ [1 и др.] в кремнях определены многочисленные радиолярии (см. рис. 4 и таблицу), датирующие возраст пород в интервале от среднего триаса до средней юры включительно. Суммарная мощность кремней 80 м. Вверх по разрезу кремни сменяются зеленовато-серыми кремнистыми аргиллитами мощностью до 25 м. В пределах береговых обнажений выделить радиолярии из них не удалось, но на простирании (в 1 км) на водораздельной гриве, разделяющей р.Силинка и ее левый приток (см. рис. 4), в коренных выходах в нескольких пробах определены радиолярии среднего кимериджа—начала позднего титона (см. таблицу). Кремнистые аргиллиты сменяются пачкой алевролитов, нижняя часть которой (до 7 м) представлена черными алевроаргиллитами. Постепенная смена кремнистых аргиллитов алевроаргиллитами наблюдается также и в придорожном карьере вдоль трассы Комсомольск—Солнечный в 7 км от первого (см. рис. 4, В). В средней части пачки алевролитов отмечаются маломощные (1—3 см) прослои тонкозернистых темно-серых песчаников, число и мощность которых вверх по разрезу увеличивается. Из алевролитов выделены позднетитонские радиолярии (см. рис. 4 и таблицу). Мощность пачки алевролитов в пределах пластин порядка 140 м. Алевролиты, если судить по взаимоотношениям в карьере, согласно сменяются пачкой переслаивания серых мелко-среднезернистых песчаников (5—60 см) и темно-серых алевролитов (2—10 см). Их видимая мощность более 400 м.

Второй блок представлен пластинами терригенных пород. Они сложены или темно-серыми алевролитами с редкими маломощными прослоями (5—10 см) темно-серых тонко- и мелкозернистых песчаников (мощность пачки до 80 м), или переслаиванием светло-серых мелкозернистых песчаников (5—60 см) и темно-серых алевролитов (2—10 см). Мощность пачки переслаивания в пределах пластин более 300 м. В верхней части пачки алевролитов мощность песчаных прослоев составляет 15—20, иногда до 40 см. В прослоях песчаников отмечается градиционная слоистость от мелко- к тонокозернистым и алевроитовым песчаникам. По данным предшественников алевролиты содержат остатки титон-берриаской макрофауны и средне-позднеюрские (определения в шлифах) радиолярии.

Третий блок из-за плохой обнаженности изучен пока недостаточно. Доминирующими породами в нем являются кремни, которые наблюдаются в редких небольших естественных выходах. Однако состав и строение их по имеющимся обнажениям выявить затруднительно. Общее представление о составе кремневых пород этого блока было получено при из-

учении элювиальных развалов в районе горы Хорпы (см. рис. 4). В пределах юго-западного отрога в направлении на северо-восток в элювиальных обломках последовательно наблюдаются желтовато-серые тонкоплитчатые кремни, желтовато-серые с прослоями голубовато-серых тонко-среднеплитчатые кремни, голубовато-серые кремни, зеленовато-серые кремнистые аргиллиты, зеленовато-серые тонкоплитчатые глинистые кремни. На сочленении юго-западного отрога с восточным элювиальные развалы представлены желтовато-серыми пелитами. Далее в пределах восточного отрога отмечаются коричневатокрасные кремнистые аргиллиты, розовато-желтые кремни, серые кремни и красные яшмы. В пределах северо-западного отрога обломки кремней исчезают, но появляются обломки серых алевролитов. В кремнях этого блока геологами Комсомольской экспедиции были описаны средне- и позднеэриасовые радиоларии. Литологические особенности кремневых пород третьего блока показывают, что они отличаются от таковых первого блока на рассматриваемом участке, но сходны с таковыми, распространенными на правобережье р. Горин, где также присутствуют кирпичнокрасные кремнистые аргиллиты, желтоватосерые пелиты и красные яшмы.

Таким образом, на левобережье р. Силинка домеловые отложения также представлены серией тектонических пластин кремневых и терригенных пород, но являющихся фрагментами двух разновозрастных кремнисто-терригенных последовательностей.

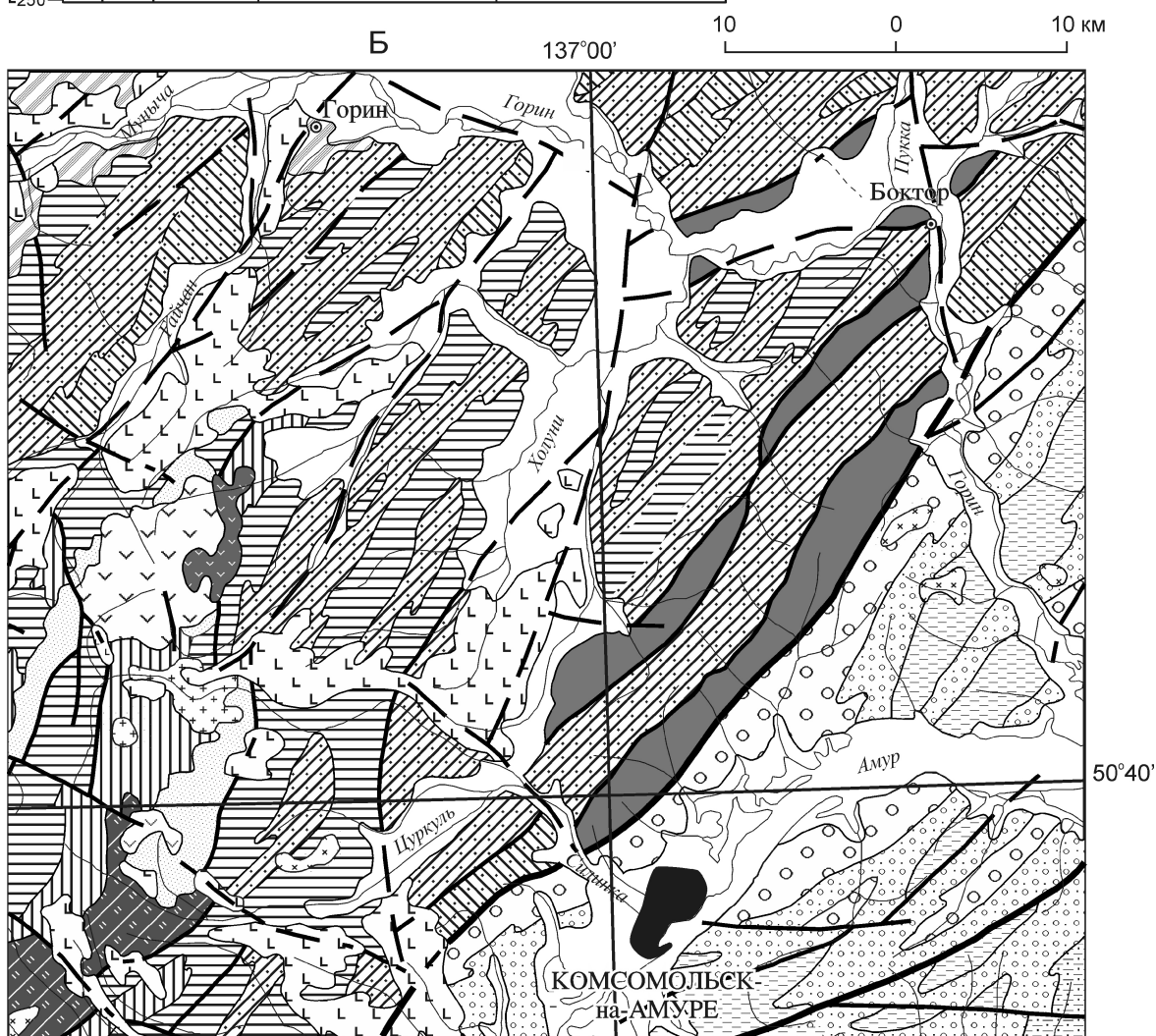
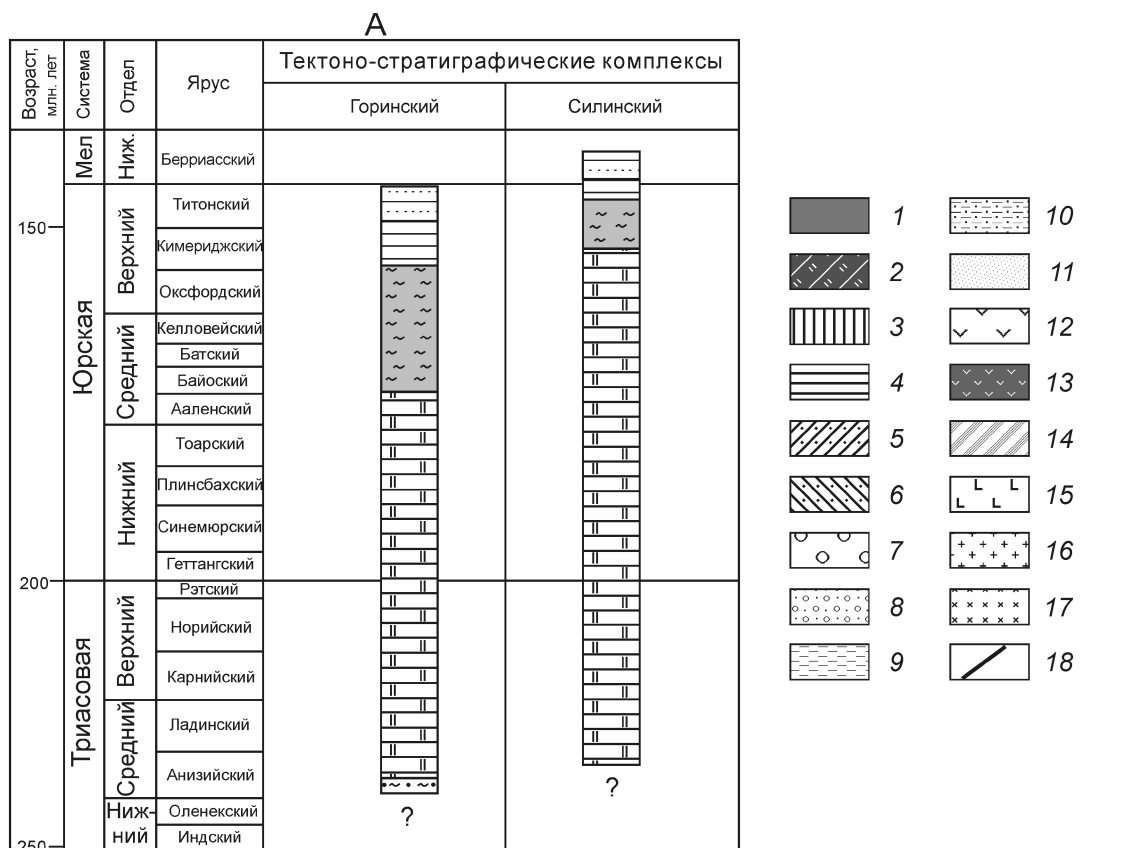
Обсуждение. Проведенные исследования показывают, что в геологическом строении территории междуречья рек Силинка и Горин принимают участие кремневые и терригенные породы, слагающие пакет многократно чередующихся различной мощности тектонических пластин. Детальным микрофаунистическим изучением пород этих пластин реконструиро-

вана их первичная стратиграфическая последовательность. Она следующая: пелагические кремни — гемипелагические кремнисто-глинистые и глинистые породы — терригенные отложения приконтинентальной области седиментации. Такие последовательности отложений получили название Oceanic Plate Stratigraphy Sequences [24, 28 и др.], то есть совокупность отложений океанической плиты, накопившихся на ней в ходе ее дрейфа от зоны спрединга до зоны субдукции. Перемещаясь от срединно-океанического хребта до глубоководного желоба океанической плиты пересекает на своем пути различные фациальные зоны, что и отражается в разрезе ее осадочного чехла постепенной сменой пелагических осадков гемипелагическими и, далее, терригенными. Каждая группа отложений этих последовательностей обладает определенной информативностью. Так кремни характеризуют историю и особенности пелагической седиментации. Гемипелагические образования (кремнистые аргиллиты и аргиллиты) фиксируют подход участка океанической плиты к конвергентной границе. Терригенные породы, накопление которых осуществляется в желобе, индикаторы времени начала погружения участка океанической плиты в зону субдукции и, соответственно, последующей аккреции фрагментов ее осадочного чехла. Следовательно, зная возраст пород кремнисто-терригенных последовательностей в различных тектонических пластинах, можно определить время аккреции отдельных палеоокеанических фрагментов и расчленив аккреционную призму на конкретные тектоно-стратиграфические единицы (своеобразные стратоны), характеризующие определенные этапы ее формирования и, соответственно, строение региона, сложенного образованиями этой призмы.

Анализ имеющихся данных о возрасте пород позволяет выделить в изученном районе две кремнис-

Рис. 5. Тектоно-стратиграфические комплексы междуречья рек Горин—Силинка (А) и фрагмент государственной геологической карты М-53 масштаба 1:1 000 000 (издание третье, 2005) (Б):

1 — бокторская толща (кремни, кремнисто-глинистые, базальты, редко алевролиты, песчаники), $T_{2-3}bt$; 2 — будюрская свита (песчаники, алевролиты, кремни, кремнисто-глинистые, микститы, редко базальты), T_3-J_1bd ; 3 — хурбинская свита (песчаники, алевролиты, кремни, кремнистые туффиты, базальты, микститы), J_2hr ; 4 — улыбинская свита (алевролиты, песчаники, микститы, кремни, кремнистые туффиты), J_2ul ; 5 — силинская свита (песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты, редко микститы, кремни), J_3sl ; 6 — падалинская свита (алевролиты, песчаники, микститы), J_3pd ; 7 — горинская свита (алевролиты, аргиллиты, песчаники, кремни, известняки), K_1gr ; 8 — пионерская свита (алевролиты, песчаники, аргиллиты), K_1pn ; 9 — пиванская свита (песчаники, алевролиты, туфопесчаники, гравелиты, брекчии), K_1pv ; 10 — горнопротокская свита (песчаники, алевролиты, туфопесчаники, гравелиты, конгломераты, туфы андезитов и базальтов), K_1gp ; 11 — холдаминская свита (конгломераты, туфоконгломераты, туфопесчаники, песчаники, туфоалевролиты, алевролиты, гравелиты, туфы, игнимбриты и лавы риолитов, риодацитов, дацитов), $K_{1-2}hl$; 12 — амутская свита (андезиты, дациандезиты, их туфы и лавобрекчии, туфы риодацитов, дациты, андезибазальты), K_2am ; 13 — субвулканические образования амутского комплекса (дациандезиты, дациты, гранодиорит-порфиры), K_2am ; 14 — мавривская серия (глины, углистые глины, алевролиты, пески, песчаники, аргиллиты, бурые угли), P_3-N_1mv ; 15 — аякитская толща (базальты, трахибазальты, трахидолериты, туфы трахибазальтов, глины, лигниты), N_1ak ; 16 — позднемеловые кварцевые диориты мяочанского комплекса, $q K_2m$; 17 — позднемеловые гранодиориты мяочанского комплекса, K_2m ; 18 — разломы; см. услов. обозн. к рис. 2



то-терригенные последовательности типа Oceanic Plate Stratigraphy Sequences, отличающиеся временем аккреции и незначительными литологическими особенностями. В первой (назовем ее Горинский тектоно-стратиграфический комплекс) возраст терригенных пород и, соответственно, время начала аккреции средний кимеридж—ранний титон, а во второй (Силинский комплекс) — конец титона (рис. 5, А). Омоложение времени аккреции палеоокеанических образований, так же как и наращивание разреза призм более молодыми отложениями осуществляется в юго-восточном направлении (см. рис. 5, Б), что указывает на последовательное приращение фрагментов чехла океанической плиты к окраине Азиатского континента. Выявленная особенность строения восточной части Баджальского террейна (омоложение возраста пород и времени их аккреции от верхних структурных уровней к нижним, полностью соответствует строению других террейнов Сихотэ-Алинской юрской призм — Самаркинского, Наданьхада-Бикинского и Хабаровского [12, 13]. Это дает основание предполагать наличие более древних тектоно-стратиграфических комплексов в центральной и западной частях Баджальского террейна, тем более, что там широко развиты не только раннемезозойские, но и позднепалеозойские пелагические образования [6, 21 и др.].

В заключение хочется поднять вопрос о проблемах геологического картирования и разработки стратиграфических схем в районах развития аккреционных комплексов. Ясно, что для расчленения отложений в таких структурах недостаточно использовать только методы классической стратиграфии, предполагающие последовательное накопления слоев на месте их нынешнего залегания, с выделением свит или толщ. Необходимо, очевидно, учитывать то, что слагающие аккреционные призм отложения — это фрагменты осадочного чехла океанической плиты и, несмотря на литологическую однотипность, принадлежат разновозрастным ее участкам. В ходе субдукции они были интенсивно дислоцированы, сдешуированы, что отражается в разрезе призм многократным повторением различных частей разрезов первичных стратиграфических последовательностей. Последний аспект как раз и не учитывается при классическом стратиграфическом подходе, и за основу местных стратиграфических схем берется не первичная, а наблюдаемая последовательность отложений. Стратиграфические подразделения (свиты или толщи) при этом выделяются в большинстве случаев по преобладанию в разрезе тех или иных литологических разностей.

Вместе с тем, выделенные тектоно-стратиграфические комплексы (или фрагменты разновозрастных последовательностей типа Oceanic Plate Stratigraphy Sequences) и являются по сути своеобразными «стратонами» осадочных образований аккреционных

призм, отражающими эволюционную последовательность аккреции фрагментов чехла океанической плиты и наращивания структуры континентальной окраины, которые и должны выделяться на геологических картах как основные стратиграфические подразделения. Как в областях с классическим стратиграфическим строением основной таксономической единицей местных стратиграфических схем является свита (совокупность отложений, отличающихся составом, структурой, комплексом органических остатков, возрастом, геохимическими и петрофизическими характеристиками и др.), так и в районах развития аккреционных образований основной таксономической единицей должны быть тектоно-стратиграфические комплексы (фрагменты чехла океанической плиты, отличающиеся возрастом, строением и, возможно, составом отложений, а также характером и степенью деформаций и которые характеризуют определенный этап процесса формирования аккреционной структуры).

Литолого-биостратиграфическими исследованиями в восточной части Баджальского террейна, установлено, что данный район представляет собой пакет многократно чередующихся тектонических пластин, сложенных кремневыми и терригенными отложениями. Полученные новые данные о возрасте пород в пластинах различного литологического состава, в совокупности с датировками предшествующих исследований, позволили реконструировать первичную стратиграфическую последовательность отложений и установить, что в строении рассматриваемого района принимают участие фрагменты двух однотипных, но разновозрастных кремнисто-терригенных последовательностей (Горинский и Силинский тектоно-стратиграфические комплексы). Выделенные комплексы характеризуют конкретные эпизоды аккреции фрагментов осадочного чехла палеоокеанической плиты и, соответственно, этапы формирования северного фланга юрской аккреционной призм Сихотэ-Алиня. Они же являются основными структурно-вещественными единицами, определяющими строение данной части террейна.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта Президента РФ (№ НШ-500.2012.5) и гранта ДВО РАН (№ 12-3-А-08-150).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аношкин В.И., Кириллова Г.Л., Эйхвальд Л.П. Новые представления о составе, строении и возрасте нижнеамурского фрагмента позднеюрско-раннемеловой аккреционной призм (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 6. С. 60—77.
2. Брагин Н.Ю. Радиоларии и нижнемезозойские толщи Восока СССР. —М.: Наука, 1991.
3. Волохин Ю.Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. —Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. —Владивосток: Дальнаука, 2006.

5. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. —М.: Недра, 1969.
6. Геология СССР. Т. 19. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. —М.: Недра, 1966.
7. Заблоцкий Е.М., Калачева Е.Д., Окунева Т.М. и др. Новые данные по стратиграфии триасовых и юрских отложений Горинского синклинория // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. —Хабаровск, 1990. С. 148—151.
8. Забродин В.Ю., Григорьев В.Б., Кременецкая Н.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Комсомольская серия. Лист М-53-XVI. —М., 2002.
9. Забродин В.Ю., Григорьев В.Б., Кременецкая Н.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Комсомольская. Лист М-53-XVII. —С-Пб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2007.
10. Кемкин И.В. Мезозойские олистостромовые комплексы Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская окраина Азии. Т. 1. Геология. —М.: Наука, 1989. С. 133—139.
11. Кемкин И.В. О возрасте олистостромсодержащих комплексов Южного Сихотэ-Алиня // Геохимия и рудоносность магматических, метаморфических и осадочных комплексов Дальнего Востока и Сибири / Мат-лы регион. конф. молодых ученых Дальнего Востока и Сибири. —Владивосток, 1989. С. 119—128. ВИНТИ 20.01.89, N 485-B89.
12. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. —М.: Наука, 2006.
13. Кемкин И.В., Филиппов А.Н. Строение и условия образования Самаркинской аккреционной призмы Южного Сихотэ-Алиня // Геотектоника. 2002. Т. 36. № 5. С. 79—88.
14. Романчук Т.В., Майборода А.Ф. Некоторые новые данные по биостратиграфии пермских отложений Баджальского Антиклинория // Палеозой Дальнего Востока. —Хабаровск, 1974. С. 201—213.
15. Тихомирова Л.Б., Заблоцкий Е.М. Новые данные по изучению микрофауны из мезозойских отложений центральной части Горинского синклинория (Нижнее Приамурье) // Палеонтолого-стратиграфические исследования Фанерозоя Дальнего Востока. —Владивосток, 1991. С. 68—80.
16. Филиппов А.Н., Кемкин И.В. «Култухинская свита» — тектоно-стратиграфический комплекс юрско-берриасской аккреционной призмы Западного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 4. С. 43—53.
17. Ханчук А.И., Панченко И.В. Гранатовое габбро в офиолитах Южного Сихотэ-Алиня // Доклады АН СССР. 1991. Т. 321. № 4. С. 800-803.
18. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в позднем палеозое и мезозое. —Владивосток. Препринт, 1988.
19. Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В. и др. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина // Доклады АН СССР. 1989. Т. 307. № 1. С. 186—190.
20. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция юга Дальнего Востока в среднем палеозое—раннем мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Т. 1. Геология. —М.: Наука, 1989. С. 218—255.
21. Шевелев Е.К., Кузьмин С.П. Новые данные по стратиграфии Баджальской зоны (Северный Сихотэ-Алинь) // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. —Владивосток, 1990. С. 72—80.
22. Aita Y., Okada H. Radiolarians and calcareous nannofossils from the uppermost Jurassic and Lower Cretaceous strata of Japan and Tethyan regions // Micropaleontology. 1986. Vol. 32. № 2. Pp. 97—128.
23. Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican S., et. al. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology // Mem. Geol. Lausanne. 1995. № 23.
24. Berger W.H., Winterer E.L. Plate stratigraphy and fluctuating carbonate line // Pelagic sediments on land and under the sea (Hsu K.J. and Jehkyns H., eds.). International Association of Sedimentologists. Blackwell. Oxford. Special Publication. 1974. № 1. Pp. 11—48.
25. Hori N. Latest Jurassic radiolarians from the northeastern part of the Torinoko Block, Yamizo Mountains, Central Japan // Science Rep. Institute Geoscience University of Tsukuba. 1999. Vol. 20. Pp. 47—114.
26. Hori R., Otsuka T. Early Jurassic Radiolarians from the Mt. Norikuradake Area, Mino Terrane, Central Japan // Journ. Geosciences Osaka City Univ. 1989. Vol. 32. Pp. 175—199.
27. Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics. 1990. Vol. 181. № 1/2. Pp. 179—205.
28. Matsuoka A. Jurassic and Early Cretaceous Radiolarians from Leg. 128, Sites 800 and 801, Western Pacific ocean // Proc. Ocean Drill. Prog., Scien. Res. 1992. Vol. 129. Pp. 203—220.
29. Matsuoka A. Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific // Island Arc. 1995. Vol. 4. Pp. 140—153.
30. Pessagno E.A., Poisson A. Lower Jurassic Radiolaria from the Gumuslu Allochthon of Southwestern Turkey (taurides Occidentales) // Bull. Mintral Research and Exploration Institute of Turkey. 1981. № 92. 1979. Pp. 47—69.
31. Sashida K. Lower Jurassic multisegmented Nassellaria from the Itsukaichi area, western part of Tokyo Prefecture, Central Japan // Science Rep. Institute Geoscience University Tsukuba. 1988. Vol. 9. Pp. 1—27.
32. Seely D.R., Vail P.R., Walton G.G. Trench slope model // In: The geology of continental margins (eds. Burk C.A. and Drake C.L.). New York. Springer-Verlag. 1974. Pp. 249—260.
33. Sugiyama K. Triassic and Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in the siliceous claystone and bedded chert units of the southeastern Mino terrane, Central Japan // Bull. Mizunami Fossil Museum. 1997. № 24. Pp. 79—193.
34. Zhao W.C., Davis D.M., Dahlen I.A., Suppe J. Origin of convex accretionary wedges: Evidence from Barbados. // Journal of Geophysical Research. 1986. Vol. 91. Pp. 10246—10258.

Проблемы палеореконструкций аккреционных призм*

А.Н.БАРЫШЕВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1)

Барышев Александр Николаевич, metallogeny@tsnigri.ru

В разделе «Обсуждение» статьи И.В.Кемкина дается тектоническая интерпретация стратиграфических данных, где выделяются аккреционные призмы, рассматриваемые с позиций ортодоксального варианта концепции тектоники литосферных плит. Дискуссионность этого раздела во многом обусловлена принятым методологическим подходом к решению вопросов геодинамики, а именно рассмотрением тектонической системы только с позиций латерального перемещения литосферных плит. При этом не учитывается конвективная геодинамика и компенсационная организация тектонического течения геологических масс. Отсутствие учета конвективной геодинамики на активных окраинах континентов является пробелом, характерным для ряда работ иных исследователей, опирающихся исключительно на перемещения плит. Поэтому целесообразно рассмотреть связанные с этим проблемы.

Первая проблема терминологическая. В дискуссии необходимо определить используемые термины, так как методология исследования неразрывно связана с используемой терминологией. По образному выражению, заимствованному из книги В.Н.Спицнаделя «...терминологическая опасность для науки — все равно, что туман для мореплавания» [2, с. 115].

Термин «аккреционная призма» или «аккреционный клин» был введен в концепцию тектоники литосферных плит. Исходили из представления, что тектонический блок метаморфизованных пород, расположенный между вулканической островной дугой и глубоководным желобом, ранее принадлежал верхней части земной коры океанской плиты и был сорван со своего основания, деформирован, метаморфизован и надвинут на островную дугу или континент при погружении нижней части этой коры в зону субдукции. В этом виделось наращивание (аккреция) мощности земной коры внутреннего склона глубоководного желоба. По этой модели аккреционная призма должна располагаться между выходом зоны субдукции на дно акватории и внутренней, вулканической островной дугой. Так объясняли происхождение внешних островных дуг, к которым относится, например, Малая Курильская.

Н.Л.Добрецов и А.Г.Кирдяшкин, используя плейттектоническую модель субдукции, дали иное толкование позиции и объяснение происхождения аккреционного клина. В ходе субдукции мощность литосферной плиты с глубиной уменьшается, происходит метаморфизм пород до фации глаукофановых сланцев и обратное выжимание их в виде клина [4].

Другое обоснование геологической и геодинамической сущности зоны субдукции и аккреционного клина приво-

дится в работах [1, 2]. Субдуцируется не плита, а узкая опрокинутая синклиналь, которую слагают породы, находившиеся на краю конвективной ячей и на ее периферии, независимо от типа земной коры. То есть субдукция провоцируется не спредингом океанской плиты, а гравитационной неустойчивостью астеносферы за пределами этой плиты. Прилежащая часть океанской литосферной плиты может быть при этом преобразована в опрокинутую синклиналь. При сжатии крыльев синклинали породы в ней подвергаются расплющиванию и соответственно региональному метаморфизму. Иначе говоря, суть субдукционного аккреционного клина — опрокинутая синклиналь.

В последние десятилетия термин аккреция в геотектонике расширился и стал применяться к весьма разным геологическим явлениям. Выделяют латеральную (горизонтальную) аккрецию как приращение площади океанической плиты в зоне спрединга, вертикальную аккрецию как приращение мощности земной коры в активных окраинах континентов и островных дугах. Терминология аккреционной геодинамики применяется к условиям формирования межконтинентальных складчатых поясов. При этом отмечается аккреционное наращивание «одной из активных окраин внутреннего океанического бассейна, иногда в условиях конвейерного перемещения континентальных фрагментов от деструктивной окраины к аккреционной» [6, с. 12].

Такое расширение объема понятия часто вносит неопределенность в логику исследований. Вряд ли справедливо называть внутренний бассейн океаническим, на основании лишь типа его земной коры. Ю.М.Пушаровский подчеркивал, что определение понятия «океан» должно быть общим для всех времен геологической истории, что океаны отличаются от морей, прежде всего, огромными размерами [10]. Малые бассейны с безграничной корой отнесены к микроокеанам. Однако краевые моря, обрамляемые островными дугами, не следует относить к категории малых океанических бассейнов [10]. К сожалению, моря с океаническим типом земной коры прочно вошли в литературу под названием «малые океанические бассейны», введенным Г.Менардом, а определение «малые» часто опускается. К таким бассейнам относят и ячеистые задуговые моря, в которых происходит расползание («рассеянный спрединг») земной коры. При этом кора не субдуцируется перед вогнутыми сторонами вулканических дуг. Расползание коры или тектоническое течение литосферы задуговых морей указывает на некорректность отнесения их к малым литосферным плитам, что часто встречается в литературе. В качестве примера тектонического расползания литосферы или коры в разные стороны можно привести Карибское море. Его кора океанического типа не субдуцируется под менее плотные блоки периферии, а надвигается: на севере на Багамскую платформу, на юге на Южную Америку (Карибские горы), на востоке смещается в

*О статье И.В.Кемкина «Строение и возраст кремнисто-терригенных образований восточной части северного Сихотэ-Алиня».

Атлантику (Малая Антильская дуга). При этом на дугообразной периферии ячеистого бассейна мощность коры нарастает за счет сгущивания сил, выжатого от центра ячеи. В фундаменте островных дуг мощность коры возрастает также за счет извлечения из глубины масс, субдуцированных до этого с внешней стороны дуг.

Таким образом, процесс аккреции весьма многолик, а природа аккреционных блоков различна. И это составляет вторую, концептуальную проблему трактовки аккреционных призм. И.В.Кемкин придерживается лишь одной — с позиций традиционной концепции тектоники литосферных плит.

Третья проблема — это соотношение рассматриваемой геологической системы с внешней средой. Геодинамика любой системы или ее частного фрагмента должна быть взаимоувязана с геодинамикой окружающей среды. И.В.Кемкиным в качестве внешней среды приняты океаническая плита и окраина Азиатского континента. Хотя сама плита не названа, но из контекста следует, что это плита Тихоокеанская. Сложность ситуации Сихотэ-Алиня состоит в том, что с востока он граничит не с океаном, а с северным окончанием Японского окраинного или задугового моря. В.Е.Хаин отмечал, что «проблема, оставшаяся за рамками концепции тектоники плит, как имеющая, очевидно, более частное значение, чем кинематика плит, но, тем не менее, достаточно важная, — это *проблема происхождения окраинных и внутренних морей с корой океанского типа*» [14, с. 460].

Геодинамику, определяющую происхождение таких морей, ранее справедливо связывали с мантийным диапиризмом [7, 8]. Позже мантийные диапиры стали называть плюмами, хотя в вертикальном разрезе их морфология в виде пера (*pluma* — *лат.* перо), как правило, не имеет достаточного обоснования. Мантийный диапир или плюм по своей сути соответствует восходящей ветви конвективной системы, что следует из непрерывности геологической среды и компенсационной организации тектонического течения [3]. В тектонике литосферных плит задуговые бассейны рассматриваются как следствие вынужденной конвекции, спровоцированной субдукцией океанских плит. Однако активная роль таких литосферных плит не согласуется с рядом фактов. Во-первых, выпуклость островных дуг почти всегда направлена в сторону океана, а не наоборот, что было бы при активных сжимающих усилиях, исходящих от плит. Во-вторых, современные осадки в глубоководных желобах залегают полого и не деформированы. В третьих, фации метаморфизма пород аккреционных призм (внешних островных дуг) не соответствуют приповерхностным условиям.

Четвертая проблема тектонофизическая, с позиции которой необходимо рассматривать активную или пассивную роль перемещений океанской литосферы западной части Тихого океана относительно литосферы окраинных морей. Необходимо подчеркнуть, что речь идет о литосфере, а не о всей, на порядок более крупной, глобальной ядерно-мантийной геодинамической системе под Тихим океаном и его периферией. Периферия этой системы определяет активные окраины, в которые входят и ячеистые окраинные моря, что рассмотрено ранее в работе [1]. Тектонофизическая проблема определяет условия астеносферной адвекции (ограниченной по фазе конвекции) под океаном и под ячеистыми морями. Мощность астеносферы под Тихим океаном составляет порядка 170 км, а

под окраинными морями достигает 300 км [1]. Соотношение этих мощностей, подставленных в уравнение Рэлея, которое описывает условия реализации конвекции, согласуется с отношением первого и второго критических чисел Рэлея. При первом числе Рэлея адвекция осуществляется в форме валов, что приводит к спредингу, характерному для СОХ. При втором числе происходит более интенсивная ячеистая адвекция. Она в принципе подобна адвекции масс в виде гриба при атомном взрыве. В центре происходит движение масс вверх (извлечение из глубины — эдукция), затем на периферию (обдукция — *лат.* накрывание), а далее подведение масс вниз к центру ячеи (субдукция — *лат.* подведение). В геологической системе задугового моря подобные явления приводят к рассредоточенному спредингу и центробежной обдукции сил к внутренней части дуг. На периферии дуг адвекция провоцирует формирование глубоководного желоба (краевой синклинали, по Х.Рамбергу) и центростремительную субдукцию. В зоне субдукции толщи подвергаются региональному метаморфизму. Глубинная часть субдуцированных толщ может извлекаться вверх восходящим потоком конвективной ячеи, а далее или остаться в фундаменте островной дуги (ранний ороген), или может сползти в сторону океана, формируя внешнюю (невулканическую) островную дугу, которую рассматривают как аккреционную призму.

То, что эдукция метаморфических толщ, образующихся в геодинамическом процессе активных окраин, происходит в тылу вулканической дуги, а не является результатом надвигания чехла океанской коры на островодужный блок (обдукции в концепции тектоники литосферных плит), свидетельствует позиция пояса Самбагава и сопутствующих палеозойских метаморфизованных колчеданных месторождений Бесси на территории Японии. Позже такие образования в результате развала орогена могут смещаться как в сторону океанического или иного преддугового бассейна (блоки внешних островных дуг), так и в сторону задугового моря.

Недавние японские землетрясения 14 февраля и 11 марта 2011 г. в префектуре Фукусима подтвердили то, что блоки островной дуги сползают в сторону океана, а не транспортируются океанической плитой в противоположном направлении. Гипоцентр землетрясения 11 марта магнитудой 6,6 находился на глубине 10 км на о.Хонсю в 23 км к юго-западу от г.Иваки, в 164 км к северо-востоку от г.Токио. Островной блок протяженностью около 600 км сместился в сторону глубоководного желоба океана на 15—20 м.

В структуре Сихотэ-Алиня задуговая позиция блока, отнесенного к аккреционной призме, судя по рис. 1 статьи И.В.Кемкина, более гармонирует с представлением об эдукции пород в адвективной ячее.

Для выявления природы и реконструкции аккреционных блоков необходим особый методический подход, а именно анализ развития тектонического ансамбля территорий ячеистых структур поперечником 1—2 тыс. км в историческом аспекте. Пример такого анализа с рассмотрением вертикальных, латеральных рядов геологических формаций и их комплексов для Средиземноморья приведен в работе [13]. Природу тектонических блоков территории Малой Азии можно понять и обосновать только как результат взаимодействия трех ячеи на основании анализа рядов геологических формаций этой территории и ее окружения. В палеозое деструкция земной коры Средиземноморья в акватории ячеистого моря Леванта сопровождается

лась компенсационным тектоническим течением с севера и соответствующей аккрецией коры территории Малой Азии. В мезозое аналогичная деструкция имела место на площади акватории ячеистого Черного моря с соответствующим смещением аллохтонов на юг и дополнительной аккрецией там земной коры. Именно эти процессы определили то, что земная кора морей Черного и Леванта не имеет гранитного слоя при наличии весьма мощного осадочного слоя. В кайнозое происходила и происходит деструкция коры уже на территории самой Малой Азии со смещением масс на севере в сторону Черного моря (Синоп), а на юге в сторону моря Леванта (аллохтонный о. Кипр). На основе лишь представлений о сближении плит Евразии и Гондваны, как это сделано в работах [5, 9], многие особенности тектоники Средиземноморья не получают должного обоснования. Например, заключение о том, что кора морей Черного и Леванта представляет собой остатки коры океана Тетис, весьма дискуссионно.

В случае природы блоков Сихотэ-Алиня необходимо рассмотрение развития двух ячеей. Одна из них имеет центр на территории Китая, выраженный депрессией, фиксированной юрско-меловыми вулканитами и осадочными толщами (хребты Большой и Малый Хинган и разделяющий их бассейн рек Нуьцзян — Сунгари), и орогенным обрамлением на севере и востоке. Вторая ячейка представлена в центре Японским морем как область миоценовой деструкции земной коры, распространившейся севернее в Татарский пролив, а в обрамлении — в виде островов Сахалин и Хоккайдо на востоке и плиоценового поднятия Сихоте-Алиня на западе [15]. Развитие геологической структуры Сихотэ-Алиня должно рассматриваться в аспекте геодинамического взаимодействия отмеченных ячеей. В частности, разрывно-складчатая структура с близширотным простиранием толщ, рассмотренных И.В.Кемкиным, гармонирует с северо-восточным обрамлением первой ячейки, а тектоническая блокировка северо-восточного простирания — со второй ячейкой. В структуре Сихотэ-Алиня задуговая позиция блока, отнесенного к аккреционной призме, судя по рис. 1 статьи И.В.Кемкина, более гармонирует с представлением об эдукции пород в адвективной ячейке. Готерив-альбская «аккреционная призма» занимает не преддуговую, а задуговую по отношению к вулканической зоне Сихотэ-Алиня позицию. Подобную задуговую позицию по отношению к вулканической островной дуге Малых Антилл занимает подводный хребет Авес на востоке Карибского моря. Таким образом, «аккреционную призму», выделенную И.В.Кемкиным, нельзя рассматривать в связи с движением океанской плиты.

Время аккреции в статье И.В.Кемкина определяется, исходя из представления, что смена фаций отражает латеральное приближение океанической плиты к глубоководному желобу. Не учитывается другая возможная причина: глубина седиментационного бассейна меняется при подтоке и оттоке глубинных масс. Такое явление происходит при ячейистой адвекции, что показано на тектонофизических моделях Х.Рамбергом [11]. Кроме того, на фации осадков существенным образом влияют подводные поднятия

(гайоты), на которые не поступает терригенный материал, о чем упоминается в статье. В работе не рассмотрены условия несогласного налегания так называемого аккреционного комплекса, иначе говоря, аллохтонов, на породы автохтона. Именно такие несогласия точнее всего фиксируют время аккреции.

Все изложенное говорит о том, что представление особенностей смены литологического состава толщ только в качестве результата латерального перемещения литосферных плит, проходящих через разные фациальные зоны осадконакопления, не может быть безоговорочно принято без тщательного рассмотрения геодинамики окружающей среды и без учета масштабных соотношений наблюдаемых фактов и геодинамических явлений. Исследование соотношений изучаемого объекта с его внешней средой — один из важнейших аспектов системного анализа, целью которого является выявление генезиса этого объекта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барышев А.Н. Периодические геодинамические и металлогенетические системы, их развитие и взаимодействие. — М., 1999.
2. Барышев А.Н. Субдукция и проблемы ее палеореконостукций // Отечественная геология. 2004. № 2. С. 50—62.
3. Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19—29.
4. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. — Новосибирск, 1994.
5. История океана Тетис. Сборник статей. — М.: ИО АН СССР, 1987.
6. Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ломизе М.Г. и др. Основные проблемы и нерешенные вопросы динамической геологии // Вестник московского ун-та. Сер. 4. Геология. 2004. № 5. С. 8—16.
7. Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса // Труды ГИН АН СССР. 1965. Вып. 134.
8. Левин Л.Э. Геодинамика и вулканизм глубоких окраинных и внутренних морей // Геотектоника. 1982. № 4. С. 72—86.
9. Объяснительная записка к Тектонической карте Средиземного моря, масштаб 1:5 000 000 / Н.А.Богданов, В.Е.Хаин, В.Д.Чехович и др. — М.: РАН, 1994.
10. Пуцаровский Ю.М. Избранные труды: Тектоника Земли. Этюды. Т. 2. Тектоника океанов. — М.: Наука, 2005.
11. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. Пер. с англ. — М.: Недра, 1985.
12. Спицнадель В.Н. Основы системного анализа. Уч. пособие. — С-Пб: «Издательский дом «Бизнес-пресса», 2000.
13. Углов Б.Д., Барышев А.Н., Зорина Ю.Г. и др. Палеоструктуры и минерагения Средиземноморья. — М.: ЦНИГРИ, 2005.
14. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. Учебник. — М.: Изд-во Московского государственного ун-та им. М.В.Ломоносова, 1995.
15. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). — М.: Научный мир, 2001.

Российская геологическая энциклопедия — уникальное и необходимое издание

С.М.БЕСКИН, Э.К.БУРЕНКОВ, Г.С.ГУСЕВ (ФГУП «Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов» «ИМГРЭ»); 121357, г.Москва, ул.Вересаева, д.15)

Бескин Семен Матвеевич, imgre@imgre.ru

Буренков Эдуард Константинович, imgre@imgre.ru

Гусев Григорий Степанович, imgre@imgre.ru

Геологи различных специальностей и направлений получили необычайно важное и актуальное издание — «Российскую геологическую энциклопедию», 3 основных тома которой вышли в конце 2012 г. (М.—С-Пб: ВСЕГЕИ. Т. 1. 2010. 664 с.; Т. 2. 2011. 704 с.; Т. 3. 2012. 519 с.: Роснедра, РГГРУ, РАЕН, ИГЭП). Энциклопедия — уникальное справочное издание, общим объемом около 2 000 стр., содержащее более 6 000 статей. Российская геологическая энциклопедия — это результат первой в истории России фундаментальной комплексной коллективной научно-исследовательской разработки, нацеленной на анализ, обобщение и синтез обширной и разноплановой информации по геологической тематике в эталонной форме, представляющей пользователю в сжатом виде значительное количество научно достоверных сведений.

За последние четверть века терминологическая база геологии чрезвычайно расширилась в связи с традиционными пересечениями и тесными взаимоотношениями со смежными науками — физикой, химией, математикой, биологией, экологией, космонавтикой, астрофизикой и др.; произошли фундаментальные изменения в общественной, горно-геологической жизни, в сферу действия которых вошли новые общественные отношения, новые построения организации работ и экономических связей. Это и привело к существенному расширению терминологической базы не только за счет появления новых терминов, но также за счет нового понимания ранее существующих.

Редакторы энциклопедии и авторы статей, в основном, справились с этой важной проблемой, сумев отразить в рассматриваемой обширной широкоформатной работе современный уровень геологических знаний и достижений ученых и геологов-практиков, накопленный за многолетнюю историю геологических исследований и недропользования, сумев дать достаточно полное и всестороннее представление о состоянии отечественной геолого-информационной базы.

В энциклопедии раскрыто содержание терминов общей геологии, современных геологических процессов и явлений, истории геологических знаний, минералогии, кристаллографии с элементами геммологии, геохимии, геофизики, петрологии и петрографии магматических и метаморфических пород, литологии, стратиграфии и геохронологии, тектоники и геодинамики, региональной геологии, геологии дна морей и океанов, гидрогеологии, инженерной геологии и геокриологии, экогеологии, четвертичной геологии, геоморфологии, неотектоники, космической геологии и планетологии, геологии полезных ископаемых (металлы, неметаллы, нефть, газ, уголь, горючие сланцы,

торф). Подробно изложено содержание терминов горнопромышленной геологии, экономики минеральных ресурсов, геологического картографирования, методики поисков, разведки и оценки полезных ископаемых и др. методов геологических исследований, геоинформатики, правовых вопросов недропользования. В ней содержатся также краткие статьи о выдающихся ученых геологического профиля и руководителях геологической отрасли. Приведены сведения об отраслевых, академических научно-исследовательских и учебных институтах, крупнейших производственных предприятиях отрасли, геологических музеях.

Геологическая энциклопедия создает единую современную понятийную базу с расширенным описанием разноуровневых терминов. В ней максимально сконцентрирован объем текста в рамках каждой информационной единицы (статьи) при соблюдении оптимального набора основных справочных сведений, заложенных в типовой схеме. Тщательное конструирование типовых схем статей и их адресность применительно к каждой группе однородных статей создали условие для построения эффективной структуры информационной системы в целом. Ранговый подход при раскрытии терминов позволил по всем тематическим разделам энциклопедии обеспечить согласованную картину соподчиненности терминов и их взаимосвязи.

Редакционный коллектив привлек к созданию этого мощного монографического издания крупных специалистов, пользующихся большим авторитетом среди геологической общественности. Научными редакторами-консультантами двадцати семи тематических разделов, а так же авторами статей являются ведущие специалисты, известные своими научными публикациями, преимущественно из числа докторов наук — сотрудников головных вузов и научно-исследовательских институтов Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Российской академии наук, Российской академии естественных наук и др.

Редакционную коллегию энциклопедии возглавил выдающийся геолог-организатор отрасли, доктор технических наук, профессор Е.А.Козловский. Редколлегии, в которую входили также крупные геологи-ученые, руководители ведущих НИИ и ВУЗов удалось успешно решить ряд проблем: разработать концепцию построения единой геоинформационной системы знаний, выработать общую структуру и структуры отдельных тематических направлений, синтезирующих обширную информацию по геологической тематике в эталонной форме, предоставив пользователю в сжатом виде значительное количество научно-достоверных сведений. Информационная энциклопеди-

педическая система знаний реализована на качественно новых принципах ее организации. Значение такой системы для отечественной геологической отрасли и ее открытости для зарубежных партнеров трудно переоценить.

Энциклопедия призвана удовлетворить настоятельную потребность в едином справочном издании, обобщающем не только устоявшуюся терминологию, но также новые научные понятия, помещенные в различных специальных изданиях и отражающие современный уровень достижений в мировой геологической науке. Она, несомненно, призвана играть важную роль для принятия управленческих решений руководителями отрасли различного уровня. Эта фундаментальная работа на долгие годы обеспечит квалифицированными сведениями широкий круг недропользователей, способствуя тем самым делу умножения минеральных богатств нашей страны, расширяя представления современного человека о значимости геологии в познании

окружающего мира, история возникновения и развития Земли как среды обитания человека.

Важнейшую роль призвана играть Энциклопедия для повышения уровня высшего геологического образования как у нас в стране, так и за рубежом. За период, прошедший после выхода энциклопедии в свет, как известно авторам, она широко используется преподавателями вузов, студентами и аспирантами.

Несомненно, в наше время узких специализаций рассматриваемое трехтомное издание будет настольной книгой у геологов, геохимиков, геофизиков и у других специалистов, в т.ч. для которых геологические науки не являются специальностью. Созданная энциклопедия, несомненно, поддержит в XXI в. авторитет геологической школы России, заслуженный героическим трудом и выдающимися достижениями геологов, производственников и ученых в XX в., в глазах мировой научной общественности.

УДК 551 (470.21)

В.Г.Зайцев, 2013

Четвертичный период. Новая геологическая концепция*

В.Г.ЗАЙЦЕВ (Мурманский филиал ФБУ «Территориальный фонд геологической информации по СЗФО»; 184200, Мурманская обл., г.Апатиты, ул.Ферсмана, 29)

Зайцев Владимир Григорьевич, vgz@com.mels.ru

Одна из задач автора — рассмотрение слабо изученных современных процессов рельефообразования и формирования валунных отложений — в первую очередь разломно-неотектонических, ледово-морских, гляциальных. Познание современных геологических явлений позволило предложить новый механизм формирования ледниковых образований. Приводятся многочисленные системные доказательства разломно-тектонического происхождения экзарационно-ледникового рельефа — бараньих лбов, курчавых скал, полировки и штриховки кристаллических пород, шхерного рельефа озерных котловин в коренных породах, глубочайших фиордов.

Разломные и пликативные явления, по мнению автора, привели к формированию озовых гряд — надразломных складок продольного сжатия, а также друмлинов, холмисто-моренного рельефа и валунно-глыбовых отложений. Глубинные разломы в фундаменте и платформенном чехле, движения по ним вызвали образование протяженных конечно-моренных валов. Крупных внутречехольных дислокаций и отторженцев. Сквозьчехольные разломы сдвигового типа (со взбросовой составляющей) способствовали выведению (в составе тектонических брекчий) глыб и валунов из пород докембрийского фундамента и глубокозалегающего чехла на дневную поверхность.

В.Г.Чувардинский разработал принципиально новую методику валунных поисков рудных месторождений. Крупный раздел посвящен гляциологическим вопросам. Особый интерес в работе представляет описание результатов сквозного разбуривания (по Международным проектам) мощнейших ледниковых покровов Гренландии и

Антарктиды. Тщательное изучение многокилометровых ледниковых кернов покровов показало отсутствие в этих ледниках какой-либо придонной морены. Во льду, в т.ч. в придонных слоях, содержатся только мелкоземисто-пылевидные включения, в основном, вулканического пепла. Установлено также, что придонные слои льда не участвуют в общем движении ледниковых покровов, они обездвижены и фактически консервируют реликтовую доледниковую поверхность.

В заключительной главе книги рассматривается ряд палеогеографических вопросов. Наибольшую значимость представляют радиоуглеродные датировки костей мамонтов из центрально-ледниковой зоны Фенноскандии. Эти датировки последовательно доказывают, что мамонты обитали в этой области на протяжении вюрмского оледенения.

Особняком стоит раздел о пермско-карбонном оледенении. По обилию палеонтологического материала, ставящее под сомнение оледенение, пермско-карбонная эпоха не знает себе равных. Приводятся также доказательства тектонического генезиса тиллитов.

В.Г.Чувардинский вместо критикуемой им ледниковой гипотезы всесторонне обосновал новую геологическую теорию и показал, что отечественные исследования в этом направлении далеко обогнали западную науку.

Монография написана в дискуссионном, полемическом ключе, но в сочетании с большим фактическим материалом, в т.ч. документальными фотогеологическими данными, это является ее достоинством.

Книга рассчитана на геологов, геоморфологов, географов, широкий круг читателей.

*Чувардинский В.Г. Четвертичный период. Новая геологическая концепция. — Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2012. 180 с.

О книге «Воспоминания о Льве Исааковиче Красном»*

Л.И.ИОГАНСОН (Институт физики Земли им.О.Ю.Шмидта Российской академии наук (ИФЗ РАН); 123995, ул.Б.Грузинская, д.10, стр.1)

Иогансон Лидия Ивановна, iogan@ifz.ru

4 апреля 2011 г. во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте им.А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ) (г.Санкт-Петербург) отмечался 100-летний юбилей члена-корреспондента РАН, старейшего сотрудника Льва Исааковича Красного. Л.И.Красный умер в мае 2008 г. на 98-м году жизни, практически до последних дней продолжая активно работать. 4 апреля 2011 г. на его могиле был открыт памятник, а в институте проведен ученый совет, на котором присутствовали сотрудники многих геологических учреждений России. На ученом совете прошла презентация сборника воспоминаний о Л.И.Красном, опубликованного институтом к этому юбилею. Книга выпущена тиражом 500 экз. и мало известна за пределами ВСЕГЕИ. Тем не менее, она представляет большой интерес для широкого круга отечественных геологов и геофизиков, поскольку в ней воссоздается образ выдающегося ученого, внесшего огромный вклад в теоретическую и прикладную геологию, а также блестящего организатора, объединявшего большие коллективы исследователей для решения важнейших государственных проектов.

Сборник воспоминаний и документов из архива Л.И.Красного исполнен явно осязаемой живой памяти о Л.И.Красном всех о нем писавших. Авторы, среди которых есть и ушедшие из жизни — П.Н.Кропоткин (1910—1996), Г.В.Ицкисон (1918—2002), затрагивают различные аспекты многогранной деятельности ученого и, как правило, не останавливаются на этом, а неизменно переходят на его личностные качества, в результате чего возникает хотя и коллективный, но цельный образ этого выдающегося ученого и очень привлекательного человека.

Круг авторов достаточно широк и включает как коллег Л.И.Красного, связанных с ним многолетними совместными исследованиями, так и людей, встречавшихся с ним в различные периоды его деятельности. Среди них — сотрудники (в т.ч. и бывшие) ВСЕГЕИ (В.А.Амантов, Л.А.Баскакова, Ю.Р.Беккер, Г.А.Беленицкая, В.И.Бергер, Н.Г.Берлянд, Е.В.Быковская, Л.И.Гурская, А.И.Жамойда, Г.В.Ицкисон, А.З.Коников, А.В.Лапо, С.В.Лобачева, Т.Л.Модзалевская, А.Н.Олейников, О.В.Петров, Э.М.Пинский, А.М.Фирсов) и других геологических учреждений Санкт-Петербурга (М.Л.Верба, О.П.Дундо, Б.И.Ким, И.Н.Курек, Ю.Б.Марин, Г.А.Николаева, О.И.Супруненко), Москвы (М.А.Ахметьев, В.А.Баскина, Ю.Г.Гатинский, Л.И.Иогансон, В.И.Казанский, П.Н.Кропоткин, Ю.К.Щукин), Иркутска (Г.Ф.Уфимцев), Магадана (А.Д.Чехов), Минска (Р.Г.Гарецкий). В сборнике есть статья сотрудников Библиотеки Российской Академии наук, из которой видно не только их отношение к Л.И.Красному, но и то, каким он был читателем, чем инте-

ресовался («Мне интересно все», — эта его фраза неоднократно повторяется в книге) и как у него начинались субботы (Г.И.Миловидова, Л.Н.Музылева, И.П.Токарева).

Теплота и щедрость, с которыми написана большая часть статей, отраженным светом освещают образ человека, уход которого вызвал горечь утраты и желание запечатлеть благодарную о нем память. Перед читателем проходит длинный жизненный путь Л.И.Красного, с юных лет связанный с работой в геологии, с Геолкомом — ЦНИГРИ — ВСЕГЕИ. Он был живым связующим звеном между легендарным уже Геолкомом и сегодняшним ВСЕГЕИ. При этом феномен Красного заключался в том, что любой период времени — это его время, о нем нельзя было сказать, что «его время ушло», и в XXI в., перешагнув 90-летний рубеж, Л.И.Красный отнюдь не был «обломком старых поколений». Более того, как отмечают многие из написавших воспоминания, по молодости души он был самым молодым в их сообществе.

Путь Л.И.Красного как ученого прослеживается по различным этапам, воссозданным авторами сборника. Начав с практической работы в буровой партии еще до получения геологического образования, Лев Исаакович очень рано начал самостоятельную деятельность в геологии. Сначала это была геологическая съемка на Дальнем Востоке, закрывающая белые пятна этого региона. Характерно, что уже в этих первых исследованиях проявились высокий профессионализм и интуиция Л.И.Красного. Результаты его исследований на Дальнем Востоке вошли в учебники и обобщающие монографии. По-видимому, неслучайно, как и многое в его жизни, что начинал он свою практическую деятельность с Дальнего Востока, Шантарских островов, районов, где в океан обрывается материк, похоже, оказавших на Льва Исааковича и сильное эстетическое воздействие и давших импульс к будущим теоретическим исследованиям.

С изучения этого района возник глубокий интерес Л.И.Красного к природе Евразийско-Тихоокеанской окраины и к глобальным вопросам геодинамики в целом. Сборник воспоминаний дает достаточное представление о круге профессиональных интересов и содержании научных разработок Л.И.Красного. Практически до конца своих дней он оставался в центре научной жизни института. Его научное наследие включает бесценные обобщения, оригинальные разработки собственных геотектонических концепций, введение новой терминологии в научный обиход, очерки об истории геологических идей и корифеях геологической науки. В этом ряду следует упомянуть и памятник А.П.Карпинскому перед зданием ВСЕГЕИ, воздвигнутый после смерти Л.И.Красного, но во многом благодаря именно его стараниям. Поразительно, но, как следует из воспоминаний, за всю свою долгую жизнь он даже не успел осуществить все свои замыслы.

Главная ценность книги состоит в бережном сохранении человеческих черт и личностных качеств этого выда-

*Воспоминания о Льве Исааковиче Красном: К 100-летию со дня рождения / Отв. ред. А.В.Лапо. —С-Пб, 2011.

ющего геолога, «одного из последних представителей исчезающей разновидности ученых» (М.Л.Верба). Его работы доступны в библиотеках — ведь, по словам В.Набокова, «завещанное сокровище стоит на полке, у будущего на виду, а автор ушел...». Поэтому все, что запомнилось коллегам и друзьям в личных общениях с Л.И.Красным, все, что проливает свет на его внутренний мир, как бы открывая тайну его плодотворного долголетия и душевного богатства, представляет огромный интерес для читателей этой книги.

Как много вместила в себя жизнь Льва Исааковича, свидетелем и участником каких исторических событий ему пришлось стать, сколько испытаний и потерь пришлось ему пережить! И при этом не только остаться на плаву, но внутренне расти в профессиональном и личностном планах. Какой насыщенной и богатой оказалась до самого конца эта длинная жизнь — на интересную и ответственную работу, на открытия, на путешествия, встречи с людьми. Невольно его жизнь воспринимается как пример и как урок, очевидно, для всех, кто его знал близко, для тех, кто только соприкасался с ним, и, вероятно, даже для тех, кому случится прочесть эту книгу. Пример не всегда может быть достигаемым, не все наделены природой равными дарами. Но вот урок может быть доступен всем. Урок просматривающегося внутреннего кодекса, основанного на самодисциплине, открытости и интересе к миру, высокой ответственности, преданности науке, щедром внимании и интересе к людям. Урок отношения к своему делу, которое может служить спасательным кругом в самые критические моменты. Урок такого редкого в наше время и в его возрасте оптимизма, который, скорее всего, просто так не дается, это не данность, его нужно уметь вырабатывать. Этой способностью Лев Исаакович явно владел, а зараженный оптимизмом индивидуум — это уже общественное достоинство.

Очевидно, это и привлекало к нему людей, с течением времени все для большего и большего их числа он оказывался старшим (чья исключительная ценность осознается особенно, когда их постепенно теряешь), надежным, умудренным, вносящим равновесие и разумность в беспечную, а часто и безрадостную атмосферу. Недаром многие авторы книги вспоминают его кабинет между этажами, где можно было найти совет, поддержку и утешение. Автор данной публикации помнит этот кабинет, откуда вышла с чувством радостного подъема от недолгой беседы с этим умным, красивым и каким-то очень настоящим человеком.

Все тексты в книге интересны, и все же хотелось бы особенно отметить щедрые и подробные воспоминания Б.И.Кима, унаследовавшего знакомство с Л.И.Красным от своего отца, дружившего с ним со дней своей студенческой молодости. Почему-то читателю становится очень близким его рассказ о бесценном подарке коробки карандашей «Спартак», полученном им от Красного в своем послевоенном детстве. Каждая деталь из общений с Л.И.Красным описана с большой любовью к ушедшему старшему другу. Ну что, казалось бы, особенно интересно в том, как принимал Лев Исаакович входящих в его дом гостей — давал им тапочки и показывал в ванной чистое полотенце для рук, а эти незамысловатые подробности о совершенно естественных человеческих проявлениях, тем не менее, делают его образ живым и легко представляемым у себя дома. И так понятны последние слова Б.И.Кима, исполненные неподдельной печали о том, что уже не удастся договорить с Львом Исааковичем.

Особенно хотелось бы отметить огромный труд, проделанный ответственным редактором сборника, Андреем Витальевичем Лапо. Последние годы они дружили. Тесная дружба началась с их совместного участия в Международном геологическом конгрессе во Флоренции в 2004 г. и прогулок по городу. Нелишним будет заметить, что А.В.Лапо с его глубоким интересом к искусству Возрождения стал прекрасным гидом для Л.И.Красного, поэтому им было что посмотреть и обсудить в этом городе и кроме геологических проблем. Впоследствии они часто общались, а летом Лев Исаакович приезжал к семье Лапо на дачу в дивное место на Карельском перешейке, о чем Андрей Витальевич подробно написал в своих воспоминаниях.

Работа А.В.Лапо не ограничилась его собственной статьей и сбором воспоминаний к сборнику. Им проделан titанический труд по расшифровке не только записей, но и лаконично сформулированных пунктов Льва Исааковича к докладу на ученом совете ВСЕГЕИ по случаю своего 90-летия. В результате восстановлены те основные вехи, которые Л.И.Красный считал решающими в своей жизни — от тех провиденциальных минут, когда он, усталый, присел отдохнуть на ступеньках какого-то величественного здания на Среднем проспекте Васильевского острова, а оказалось — на ступеньках Геолкома, своего будущего места работы, до последних участия в Международных Геологических конгрессах. Надо отметить, что Л.И.Красный был своеобразным «коллекционером». Предметом его коллекционирования были и эти участия в конгрессах, и океаны, в каждом из которых он непременно должен был искупаться, и материки земного шара. Ему долго «не давалась» Африка, но провидение шло ему навстречу — на африканском берегу, в Дакаре, сел самолет, на котором Л.И.Красный летел в Боливию.

А.В.Лапо и Э.М.Пинский составили также комментарии к карте мест на земном шаре, где побывал Лев Исаакович. В его бумагах была обнаружена калька с точками, наложенная на туристическую открытку. На этой открытке, изображающей карту мира, была обозначена единственная точка — турецкий город, в котором располагался отель, с указанием «I'm here» — «Я здесь»). Авторы приложения, так и названного «I'm here», сумели привязать 18 безымянных точек на кальке с конкретными пунктами, где побывал Л.И.Красный. Они основательно изучили географию поездок Л.И.Красного и расшифровали каждую из этих 18 знаменательных точек, от Геническа на Украине, где 6-летний Лев Красный оказался в 1917 г. вместе с матерью и сестрами, где «впервые увидел настоящее теплое море и навсегда полюбил его», до того самого места в Турции, где он был в 1998 г. и откуда привез эту открытку. Получившаяся карта отражает внушительную картину путешествий Л.И.Красного, побывавшего на всех континентах Земли (за исключением Антарктиды), а комментарии А.В.Лапо и Э.М.Пинского восстанавливают эти яркие эпизоды в биографии ученого, связанные как правило с его участием в крупных международных научных событиях.

Следует отметить также, что книга прекрасно иллюстрирована многочисленными фотографиями, абсолютное большинство из которых публикуются впервые, и автографами Л.И.Красного. Нет сомнений, что сборник воспоминаний о Л.И.Красном, выпущенный ВСЕГЕИ, — несомненная удача в ряду публикаций подобного жанра. Его содержательная часть ощутимо окрашена любовью, с которой собиралась, делалась и издавалась эта книга, и благодарная память о человеке, которому она посвящена.