

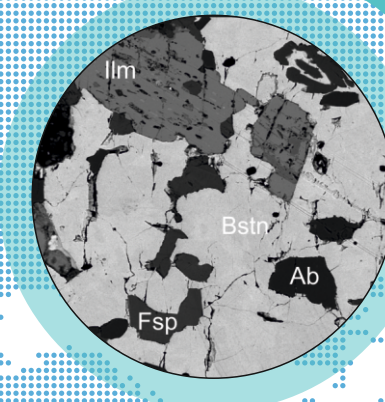
# ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ



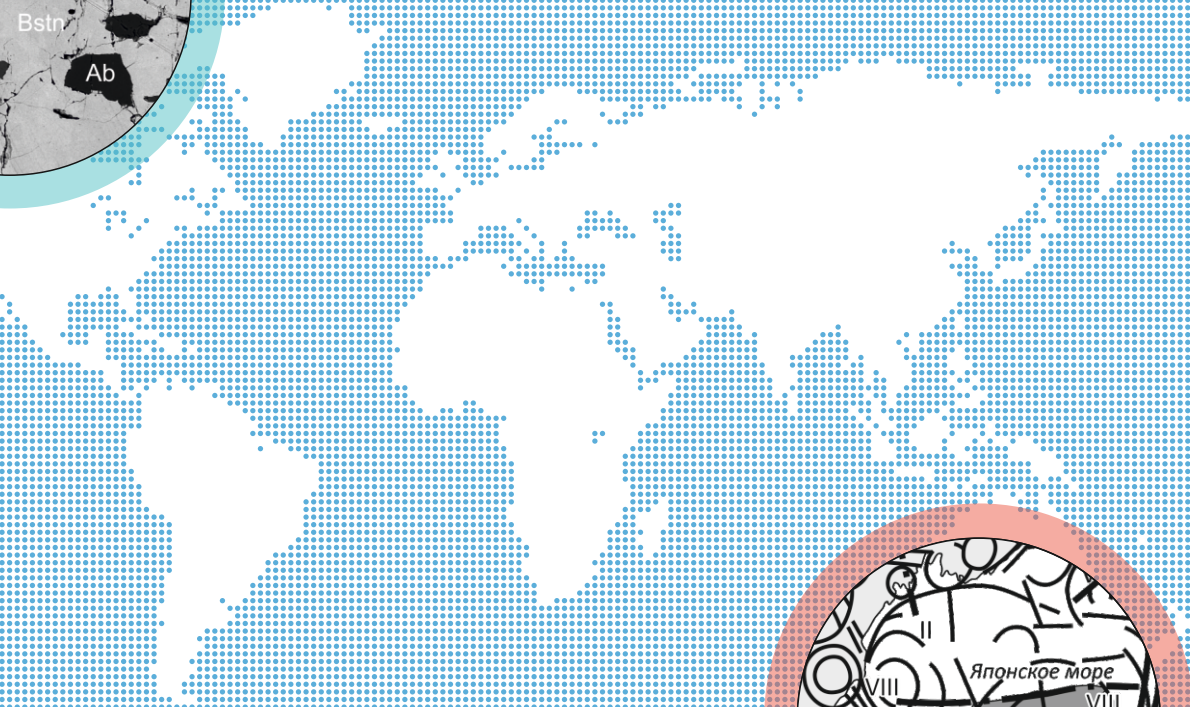
**Contents**

|  |    |
|--|----|
| INFORMATION  |    |
| Results of VIII International Scientific and practical conference «Scientific and methodical basics of diamond, precious and base metal deposit forecasting, prospecting and evaluation» ..... | 3  |
| METALLIFEROUS AND NONMETALLIFEROUS MINERAL DEPOSITS  |    |
| <i>Ripp G.S., Isbrodin I.A., Lastochkin E.I., Rampilov M.O., Doroshkevich A.G., Hromova E.A.</i><br>New type of rare earth metallizing process in the West Transbaikalia .....                 | 9  |
| <i>Zinchuk N.N.</i><br>Specific features of structural-formation generation of ancient Mesozoic diamondiferous deposits .....  | 22 |
| REGIONAL GEOLOGY   |    |
| <i>Izosov L.A., Chuprynin V.I., Melnichenko Yu.I., Lee N.S., Kramchanin K.Yu.</i><br>Fault tectonics of the Sea of Japan basin .....   | 33 |
| <i>Kokovkin A.A.</i><br>Tanlu-Kur and Tastakh faults in the marginal-continental structure of East Asia: tectonics, seismotectonics and the interaction with other fault sistem .....          | 43 |
| <i>Kuprin P.M., Sorokin V.M.</i><br>Late quaternary geology of rodos deep-sea basin (eastern Mediterranean Sea) .....  | 55 |
| LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY   |    |
| <i>Petrochenkov D.A.</i><br>Collection and Jewellery cassiterites. The perspectives of extraction .....  | 68 |
| <i>Belozyerov N.I, Savchenko I.F., Girenko I.V.</i><br>Organic matter of continental deposits of the Amur-Zeya basin (The Upper Priamurye) .....   | 78 |
| HYDROGEOLOGY, ENGINEERING GEOLOGY  |    |
| <i>Ershov V.V.</i><br>Features of zoning of the permafrost zone of the Pechora artesian basin .....  | 85 |
| MEMORABLE DATES  |    |
| 80 <sup>th</sup> anniversary of Igor Fedorovich Migachev .....   | 89 |
| 50 <sup>th</sup> anniversary of Igor Gennadevich Spiridonov .....  | 91 |

ISSN 0869-7175. ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ. 2018. № 3



**НОВЫЙ ТИП РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО  
ОРУДЕНЕНИЯ  
В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ**



**РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА  
ЯПОНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ**

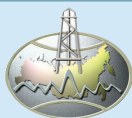
# ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 3 / 2018

Основан в марте 1933 года

Журнал выходит шесть раз в год

## УЧРЕДИТЕЛИ



Министерство природных ресурсов и экологии  
Российской Федерации



Российское геологическое общество



Центральный научно-исследовательский  
геологоразведочный институт  
цветных и благородных металлов

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главные редакторы: С.А.Аксенов  
А.И.Иванов

Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),  
Т.М.Папеско (зам. главного редактора),  
А.И.Черных (зам. главного редактора)

Е.М.Аксенов, А.И.Варламов, С.С.Вартанян,  
А.И.Жамойда, А.А.Кременецкий, М.И.Логвинов,  
Г.А.Машковцев, Н.В.Межеловский, И.Ф.Мигачев,  
А.Ю.Розанов, Г.В.Седельникова, И.Г.Спиридонов,  
В.И.Старостин, Е.Г.Фаррахов



## Содержание

### ИНФОРМАЦИЯ

Итоги VIII Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов» .....

3

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

*Рипп Г.С., Избродин И.А., Ласточкин Е.И., Рампилов М.О., Дорошкевич А.Г., Хромова Е.А.*  
Новый тип редкоземельного оруденения в Западном Забайкалье .....

9

*Зинчук Н.Н.*  
Особенности структурно-формационного формирования мезозойских алмазоносных отложений ...

22

### РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

*Изосов Л.А., Чупырин В.И., Мельниченко Ю.И., Ли Н.С., Крамчанин К.Ю.*  
Разломная тектоника Япономорской впадины .....

33

*Коковкин А.А.*  
Танлу-Курский и Тастахский разломы в окраинно-континентальной структуре востока Азии: тектоника, сейсмотектоника, взаимодействие с другими разломными системами .....

43

*Курпин П.Н., Сорокин В.М.*  
Верхнечетвертичная геология Родосской глубоководной впадины (Восточное Средиземноморье) ...

55

### ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

*Петроченков Д.А.*  
Коллекционные и ювелирные касситериты; перспективы добычи .....

68

*Белозеров Н.И., Савченко И.Ф., Гиренко И.В.*  
Путь органического вещества континентальных осадков на примере Амура-Зейского бассейна (Верхнее Приамурье) .....

78

### ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

*Еришов В.В.*  
Особенности районирования криолитозоны Печорского артезианского бассейна .....

85

### ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

80-летие Игоря Фёдоровича Мигачёва .....

89

50-летие Игоря Геннадьевича Спиридонова .....

91

Редакция: *Т.М.Панеско, А.П.Фунтикова*  
Компьютерная верстка *А.В.Кондратьев*

Журнал включен в Перечень рецензируемых научных изданий

Подписано в печать 13.06.2018

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1  
Телефон: (495) 315-28-47. Факс: (495) 315-43-47. E-mail: ogeo@tsnigri.ru

Сайт: [http://tsnigri.ru/o\\_geology](http://tsnigri.ru/o_geology)

Сайт электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Типография ФГБУ ЦНИГРИ

## Итоги VIII Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов»

16–18 апреля 2018 г. при поддержке Федерального агентства по недропользованию, Российской академии наук и Российского геологического общества в Центральном научно-исследовательском геологоразведочном институте цветных и благородных металлов (г. Москва) прошла VIII Международная научно-практическая конференция «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов».

Тематика конференции:

- Приоритетные направления прогнозно-поисковых и поисково-оценочных работ на алмазы, благородные и цветные металлы (АБЦМ).
- Перспективные объекты для постановки геологоразведочных работ за счёт средств федерального бюджета по воспроизводству минерально-сырьевой базы АБЦМ.
- Опыт проведения и результаты геологоразведочных работ на АБЦМ объектов распределённого и нераспределённого фондов недр.
- Научно-методические основы комплексирования геологических, геохимических, геофизических методов прогноза, поисков и оценки месторождений АБЦМ.
- Использование комплексных моделей месторождений для целей прогноза, поисков, оценки и разведки АБЦМ.
- Разработка и реализация инновационных методов, методик и технологий ГРП на АБЦМ.

По шести тематическим направлениям было представлено 163 доклада (из них 68 устных сообщений, 65 стендовых, 30 заочных) из 62 учреждений и предприятий Роснедра, РАН, вузов, производственных организаций.

В рамках конференции проведены:

**Пленарное заседание** «Приоритетные направления прогнозно-поисковых и поисково-оценочных работ на алмазы, благородные и цветные металлы».

**Секция 1** – «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений и результаты ГРП на благородные и цветные металлы».

**Секция 2** – «Состояние и перспективы прогнозирования и поисков алмазных месторождений».

**Пленарное заседание** конференции открыл *С.А. Аксёнов* (Роснедра). В своём сообщении он рассмотрел основные направления реализации стратегических задач недропользования на современном этапе, включая задачи по развитию МСБ твёрдых полезных ископаемых, в том числе благородных металлов, прежде всего за счёт ГРП на объектах Крайнего Севера Российской Федерации.

В докладе *А.И. Иванова* с соавторами (ФГУП ЦНИГРИ) проанализированы состояние и качество МСБ АБЦМ Российской Федерации, приведено её сравнение с мировой МСБ, рассмотрено распределение запасов и прогнозных ресурсов по округам и субъектам РФ между распределённым и нераспределённым фондами недр, проанализирована роль в запасах и добыче золота и серебра собственно золоторудных, комплексных и россыпных месторождений. Отмечены основные проблемы воспроизводства МСБ. К ним относятся: недостаточное финансирование ГРП для восполнения выбывающего поискового задела; дефицит участков с прогнозными ресурсами категорий  $P_1$  и  $P_2$ ; значительная доля наименее достоверных прогнозных ресурсов категории  $P_3$  в структуре прогнозных ресурсов; несовершенство методик поисков, в первую очередь, скрытых и перекрытых месторождений в сложных горно-таёжных условиях; расположение большинства новых месторождений и перспективных рудопроявлений преимущественно в труднодоступных районах с неразвитой инфраструктурой.

Продолжили обсуждение этих проблем специалисты ФГУП ЦНИГРИ – *Ю.К. Голубев*, рассмотревший направления развития МСБ алмазов, и *В.В. Кузнецов*, оценивший перспективы МСБ цветных металлов Российской Федерации. Выступление *А.Г. Волчкова* касалось подготовки надёжно обоснованных поисковых площадей для повышения результативности ГРП на ТПИ в условиях исчерпания поискового задела.

*Ю.Г. Сафоновым* (ИГЕМ РАН) отмечена ограниченность имеющихся знаний по глубинному строению крупнейших золоторудных месторождений, таких как Мурунтау и Сухой Лог, по вещественным, энергетическим, тектонофизическим и другим аспектам металлогенетически значимых процессов в целом. Предложено более широкое использование количественных характеристик при описании рудогенеза.

Коллективом авторов ФГБОУ ВО МГУ им. М.В. Ломоносова оценены перспективы основных металлогенетических зон Западной Чукотки на благородные металлы. Приведены геохимические критерии выявления, типизации и параметры наиболее распространённых типов оруденения, которые могут иметь промышленное значение. В качестве наиболее перспективных выделены золото-медно-молибден-порфиновые объекты, которые рассматриваются как источники для попутного извлечения благородных металлов, и золото-кварцевые (березитовые) проявления Южно-Анхойской зоны и северо-западной части Алярмаутского поднятия Анхойской зоны.

*И.Г.Спиридоновым* в докладе «Прогнозно-поисковые геохимические работы. Состояние, проблемы, пути решения» рассмотрены вопросы научно-методического сопровождения организации и постановки геохимических поисков на перспективных территориях с учётом их природных условий; создания эталонных геолого-геохимических моделей разноранговых рудных объектов и совершенствования на их основе аномальных геохимических полей; разработки, апробации и внедрения новых методов ведения геохимических поисков с применением дифференцированного опробования природных сред и прецизионных аналитических методов изучения их состава; разработки технологии интерпретации и оценки аномальных геохимических полей на базе комплексного анализа геологической, геохимической, геофизической информации; изучения структуры аномальных геохимических полей с использованием современных компьютерных технологий (ГЕОСКАН) при оценке перспектив новых территорий.

На следующий день обсуждение этих и других вопросов было продолжено в рамках **Секции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений и результаты ГРР на благородные и цветные металлы»**. Лейтмотивом большинства докладов и выступлений, в том числе *А.Г.Волчкова* (ФГУП ЦНИГРИ), *А.В.Волкова* (ИГЕМ РАН), *О.В.Мурзина* (АО «СНИИГГиМС»), стал тезис об исчерпании советского поискового задела и, как следствие, снижении обособленности и качества площадей, предлагаемых для проведения поисковых работ. Одной из главных причин дефицита таких площадей называется «выпадение» работ среднемасштабного уровня (ГС-50 с общими поисками, ГДП-50, ГГК-50) из существующей стадийности ГРР, в результате которых выделялись перспективные участки (рудопоявления), осуществлялись их предварительная оценка и разбраковка. За прошедшие 25 лет поисковыми работами большинство выявленных поисковых площадей было изучено, то есть они или переведены в разряд месторождений, или признаны непромышленными. Мелкомасштабные геолого-съёмочные работы (ГДП-200, составление ГК-1000/3) и прогнозно-металлогенические исследования не решают задачи выделения локальных участков под поисковые работы в силу ограниченности своих возможностей по времени, финансированию и видам работ.

В выступлениях отмечена необходимость переоценки территорий на новые формационные типы оруденения, так как известные типы оруденения, являющиеся основой добычи в регионах, как правило, уже исчерпали свой потенциал. Другой резерв для развития поисковых работ – районы со сложными ландшафтно-геоморфологическими условиями, которые требуют новых методик обнаружения скрытых и перекрытых месторождений.

Для реализации этих приоритетных направлений во многих докладах, прежде всего сотрудников ФГУП ЦНИГРИ, рекомендовано проведение тематических и

прогнозно-минерагенических исследований, показан опыт разработки новых методик в ходе опытно-методических работ по обнаружению скрытых и перекрытых месторождений, по составлению прогнозно-поисковых моделей известных и перспективных типов оруденения, по рудно-формационному анализу и прогнозу в различных минерагенических провинциях.

Сделан вывод о необходимости прогнозно-минерагенических исследований как эффективного инструмента для восполнения фонда перспективных участков и площадей. Эти работы должны производиться в рудных районах, узлах, по которым имеются данные об их перспективности, но информации для выделения локальных участков ранга потенциальных рудных полей для выполнения поисковых работ недостаточно. Прогнозно-минерагенические исследования должны сочетать как тематически-прогностическую составляющую для выработки эффективного комплекса поисковых критериев и признаков на известные и новые типы оруденения, так и достаточный объём полевых работ для их заверки. Такой подход позволит понять закономерности распространения и локализации оруденения в пределах перспективных узлов, обосновать границы перспективных участков с ресурсами категорий  $P_2$  и  $P_3$  для постановки поисковых работ.

Несколько сообщений были посвящены актуальной теме развития МСБ слабо изученной Арктической зоны РФ как наиболее перспективной для прироста ресурсов и запасов высоколиквидных и остродефицитных видов полезных ископаемых в условиях опережающего развития транспортной инфраструктуры. Так, в докладе специалистов ИГЕМ РАН подняты вопросы освоения россыпного потенциала золота, платиноидов, олова, алмазов Арктической зоны России. Многие россыпные месторождения за 50 и более лет эксплуатации к настоящему времени в значительной части выработаны, однако оставшиеся ресурсы представлены объектами крупных и средних размеров. Выделены направления дальнейшего развития МСБ россыпных месторождений: исследование потенциала освоенных районов на нетрадиционные типы россыпей (техногенные с низкими содержаниями полезных компонентов, попутные компоненты традиционных россыпей); использование новых методов отработки россыпей, относящихся к забалансовым по горнотехническим условиям эксплуатации; поиск традиционных типов россыпей в малоисследованных районах. Предлагаемые меры в комплексе с современными технологиями добычи и обогащения, а также проведением поисковых работ на шельфе и прибрежных равнинах позволят нарастить запасы полезных ископаемых Арктики за счёт россыпных объектов.

В рамках тематики «Опыт проведения и результаты геологоразведочных работ на АБЦМ объектов распределённого и нераспределённого фондов недр» прозвучали доклады, в которых отражены принципы планирования и итоги реализации федеральных ГРР.



В докладах сотрудников ФГБУ «ВСЕГЕИ» представлены результаты ГДП-200 по листам О-52-XXVII, О-52-XXVI, О-51-XIX. Приведены материалы, подтверждающие перспективы Ломамского потенциально-золоторудного района, в пределах которого выделены три потенциальных рудных узла: Билибинский, перспективный на золото-медно-молибден-порфиновые руды морозкинского типа, Ардайский и Бурпалинский – на золотоносные малосульфидные руды лебединского типа. Суммарные прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  составили 347 т. В пределах Угуйской грабен-синклинали впервые установлена Кондинская потенциальная золоторудная зона, пространственно совпадающая с одноимённой зоной долгоживущих разломов, вмещающей на соседнем с О-51-XIX листе крупные по запасам месторождения золота Таборное и Гросс. Прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  – 100 т.

Группа авторов ФГУП ЦНИГРИ на примере проявления Биллях, расположенного в одноимённом рудном районе Верхояно-Колымской металлогенической провинции, показала влияние тектонических факторов на формирование жильных золоторудных объектов, а также на текстурно-структурные особенности руд, типоморфные признаки аксессуарных минералов и состав золота. Наиболее благоприятны для локализации малых интрузий и связанных с ними рудоносных гидротермалитов тектонически ослабленные зоны и участки, возникшие в результате деформаций в Билляхской зоне смятия.

В ряде докладов приведены материалы, отражающие позицию, геологическое строение, условия локализации и вещественный состав руд изученных в последние годы месторождений и перспективных рудопроявлений благородных и цветных металлов в различных регионах России: Виллойское (Au, Свердловская область), Давыдовское (Pb-Zn, Рудный Алтай), Кундыздинское (Cu-колчеданное, Республика Казахстан), Черемшанское (Pb-Zn-Ag, Хабаровский край), группа VMS и Sedex Pb-Zn месторождений (Забайкальский край), комплексные месторождения медно-порфиrowого типа (Алжир), золоторудные месторождения Новогодненского рудного поля – Новогоднее-Монто, Петропавловское (ЯНАО). Доклады указанной тематики также содержат рекомендации по дальнейшему изучению и оценке перспектив охарактеризованных объектов.

В этой группе интересен доклад *В.В.Александрова*, который посвящён характеристике нового нетрадиционного для региона Среднего Урала золоторудного объекта, выявленного по итогам ГРП 2015–2017 гг.; его суммарная оценка прогнозных ресурсов категории  $P_1+P_2$  отвечает крупному золоторудному объекту. Золоторудные тела на объекте тяготеют к системе сближенных линейных порфиrowых и порфиrowидных тел (тоналитов, плагиогранит-порфиrowов, гранодиорит-порфиrowов  $C_1zv$ ), которые прорывают мраморизованные известняки, реже вулканиты и сланцы ( $D_1p$ ). Золотое оруденение можно отнести к порфиrowому типу. Золото

в рудах представлено самородной свободной формой, пробыность 770–950‰.

Значительная часть докладов посвящалась использованию разных методов и методик при прогнозе, поисках, оценке и разведке месторождений АБЦМ. Была представлена информация по различным аспектам применения геофизических, геохимических, изотопно-геохимических, петрологических, космогеологических методов для решения прогнозных и поисковых задач, предложены новые методические приёмы.

Так, в работе *Н.А.Бакшеева* (АО «СНИИГГиМС») описано массовое определение составов россыпных золотин с разделением полученной совокупности методами кластерного анализа и сравнением полученных групп с золотом эталонных объектов Южного Урала. Этот подход позволяет более качественно оконтуривать погребённые рудные объекты и выбирать рациональный комплекс поисковых методов и критериев с учётом предсказанного рудно-формационного типа источников золота.

В отдельных докладах уделялось внимание геофизическим методам поисков россыпных месторождений. По мнению *В.Ю.Абрамова* (ФГУП ЦНИГРИ), магниторазведка, электроразведка, малоглубинная сейсморазведка, высокоточная гравиразведка, радиометрия способны решать ряд задач: установление характера рельефа плотика, прослеживание древних террас и тальвегов, определение мощности рыхлых отложений, расчленение разреза рыхлых отложения и др. Обязательным условием успешной работы является комплексирование различных методов в целях разбраковки различных аномалий.

В докладах специалистов ИМГРЭ рассмотрены современная практика прогнозно-поисковых геохимических работ, инновационные методы и рациональные технологии получения, обработки и интерпретации геохимических данных. Например, *С.А.Григорьевым* представлена методика геохимического прогноза и поисков на основе фундаментальных законов самоорганизации диссипирующей среды с выявлением структурных признаков эволюции рудо- и ореолообразования на всех уровнях формирования геохимического поля.

На стадии разведки и эксплуатационной разведки месторождений при сложном геологическом строении, несмотря на высокую плотность разведочной сети, часто возникает вопрос о поиске и геометризации скрытых тел. Решению данной проблемы посвящена работа коллектива авторов из ИГЕМ РАН по Северо-Восточному Забайкалью. Ими разработана методика, включающая комплекс методов (структурно парагенетического анализа, тектонофизического, стереогеометрического и компьютерного 3D моделирования), позволяющая моделировать механизм деформаций и его результаты и при сравнении с установленной картиной распределения жильных тел – прогнозировать новые тела.

В докладе коллектива авторов из ИГМ СО РАН на основе комплекса изотопно-геохронологических исследований в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса обосновано выделение пяти этапов формирования золотого оруденения. Наиболее продуктивный на золото-сульфидное оруденение этап имел место в позднем палеозое (310–275 млн лет назад). Проведено пространственное и временное сопоставление ареалов оруденения с известными магматическими ареалами, позволяющее глубже понимать некоторые аспекты геологического развития и металлогенической эволюции региона.

В докладе *Н.Н.Крука* с соавторами (ИГМ СО РАН, ИГЕМ РАН) приведён обзор новейших активно развивающихся направлений в металлогенических и прогнозных исследованиях с примерами их применения на различных объектах и стадиях работ. Авторами выделены три основных направления: использование современных геохимических, изотопно-геохимических и изотопно-геохронологических методов изучения геологических объектов; использование современных методов обработки и визуализации информации, позволяющих систематизировать большие объёмы разнотипной информации; построение генетических моделей наиболее перспективных типов рудных месторождений с использованием новых современных парадигм и достижений в области геодинамики, петрологии, термодинамики и других направлений геологии и смежных областей. Показано, что комплексное применение данных методик позволяет решать широчайший спектр задач, встающих перед геологами XXI века.

В докладе *Р.Х.Мансурова* (ФГУП ЦНИГРИ) подробно рассмотрены Олимпиадинский, Попутнинский и Чиримбинский типы оруденения, для каждого из которых были определены минералогическо-генетические типы руд, условия их локализации, отмечена взаимосвязь с поясами ультрабазитов и базитов. Приведены факторы, влияющие на перспективы выявления крупнообъёмных золото-сульфидных месторождений в углеродисто-карбонатно-терригенных комплексах Енисейского кряжа.

В сообщении *В.Д.Конкина* и др. (ФГУП ЦНИГРИ) по золоторудным полям фрагмента Байкало-Патомской золоторудной провинции приведены разработанные авторами современные критерии прогнозирования таких рудных полей, сложенных различными структурно-вещественными комплексами. В качестве ведущих критериев прогноза рассматриваются структурные, гидротермально-метасоматические, геохимические, рудно-минералогические. Их использование в разных сочетаниях позволяет уверенно прогнозировать золоторудные поля и рекомендовать их для последующих поисковых работ.

В работе *В.В.Столярченко* с соавторами (ФГУП ЦНИГРИ) на основе большого фактического материала показана возможность использования шлихоминерало-

гического метода на ранних стадиях ГРП для надёжной оценки соотношения различных классов золота в изучаемых золоторудных объектах, а при наличии крупного золота рекомендовать предварительную обработку проб с выделением крупного металла. Это, по мнению авторов, позволит устранить фактор неоднородности распределения металла и снизить его влияние на достоверность опробования руд.

*Н.В.Пачерским* (ФГУП ЦНИГРИ) обоснована возможность корректировки параметров и ориентировки сетей опробования по ВОР в зависимости от степени геологической изученности объекта.

Отдельно следует отметить доклады учёных из КНР, направленные на ознакомление российской общественности с рядом задач, решаемых в настоящее время китайскими геологами. Доклад профессора *Chen Jianguo* (China University of Geosciences) посвящён оценке погрешностей при геологическом и геофизическом моделировании и прогнозе глубокозалегающих месторождений. В докладе обсуждаются основные источники ошибок: погрешности измерений, неточности при обработке результатов, использование различных физико-математических моделей при расчётах и т.д. Даны рекомендации по наиболее точной оценке возникающих погрешностей и выбору оптимального набора геофизических методов в зависимости от объектов и поставленных задач.

Тема математического моделирования продолжена в докладе *Jia Yule* (China University of Geosciences) с соавторами, которые предложили новый подход к обработке геологических материалов – использование современных методов работы с данными большого объёма, например автоматической компьютерной обработки и обучаемых алгоритмов.

Результаты масштабного геохимического картирования территории Южного Китая представлены в докладе профессора *Cheng Zhizhong* (Development and Research Center of China Geological Survey). Он подробно остановился на пространственной приуроченности некоторых геохимических аномалий к определённым типам пород, которые могут служить источником рудного вещества месторождений, локализованных на значительных глубинах.

Заочный доклад профессора *Shouyu Chen* (China University of Geosciences) посвящён металлогеническим характеристикам крупного полиметаллического месторождения Гэцзю с запасами олова ~300 тыс. т. Месторождение, ранее известное как скарновое, доразведано в 2007 г., что позволило открыть новые рудные тела и интенсивно изменённые зоны с высокими концентрациями Sn, Cu, W, Mo, Bi, Pb, Zn, Ag.

Группа авторов из КНР привела результаты палеореконокструкций и геодинамического анализа коллизии на территории современного Китая с выводами по прогнозу оруденения карлинского типа в пределах провинции Гуйчжоу.

В трёх докладах представителей делегации из КНР представлены результаты работ на объектах с полиметаллическим оруденением на юге и северо-востоке Китая. Для этих объектов характерны комплексные руды, в которых, кроме свинца и цинка, содержатся медь, вольфрам, марганец, серебро, олово, молибден, бериллий и др.

Во многих докладах, посвящённых применению комплексных моделей месторождений в целях прогноза, поисков и оценки АБЦМ, подчёркивается необходимость создания моделей рудных объектов на геолого-генетической основе для совершенствования технологии прогноза, поисков и оценки месторождений. Одной из главных задач моделирования разноранговых объектов поисков – рудных районов, узлов, полей, поисковых участков (потенциальных месторождений) – является установление факторов рудокализации. Развитие методов дистанционного зондирования, разработка новых методов и методик исследования вещественного состава, а также эволюция представлений о геологических, тектонических и магматических процессах, в том числе их связь с оруденением, предоставляют возможность создания комплексных моделей объектов с учётом материалов ранее проведённых ГРП. Использование прогнозно-поисковых моделей рудных полей и месторождений для определения эффективных комплексов методов при поисках и оценке предполагает решение (в числе других) вопроса типизации оруденения, особенно в случае крупных и уникальных объектов, где часто происходит пространственное совмещение разных продуктивных минеральных ассоциаций.

В докладе *В.И.Леонтьева* (Санкт-Петербургский горный университет) показано, что именно создание моделей золоторудных объектов на геолого-генетической основе позволило установить эпitherмальную генетическую принадлежность известных рудных зон Джекондинской и Бирской, ранее относимых к эльконскому типу оруденения. Сделан вывод о том, что выявление новых типов оруденения для данного региона способствует увеличению золоторудного потенциала.

В докладе *В.Н.Хасанова* (ФГУП ЦНИГРИ) приведены основные поисковые критерии локализации золотого оруденения, установленные по результатам ГРП на Благодатском рудном поле Мамон-Петропавловского рудного узла Южно-Енисейского района. По мнению автора, эти критерии возможно использовать для выделения участков, перспективных на выявление золоторудной минерализации в пределах остальной части названного рудного узла.

Представляют интерес сообщения, иллюстрирующие опыт и перспективы применения отдельных новейших разработок в области поиска, оценки и разведки месторождений на различных стадиях ГРП. В докладе *Б.И.Беневоляского* с соавторами (ФГУП ЦНИГРИ) предложена упрощённая оценка техногенной россыпи золота в контуре современной лицензии для обеспече-

ния возможности классификации запасов на изученном фрагменте лицензионного участка по категории  $C_2$ .

*С.Г.Кряжевным* и др. (ФГУП ЦНИГРИ) представлен комплекс поисковых термобарогеохимических методов, разработанных в результате многолетних исследований эталонных золоторудных месторождений. В его основу положена закономерная связь между уровнем продуктивности (золотоносности) жильно-прожилковых зон и параметрами включений в жильном кварце. Комплекс может применяться на ранних стадиях ГРП для разбраковки геохимических аномалий и оперативной корректировки направления поисков. Поскольку кварц – главный минерал золотых руд и в отличие от большинства других минералов-индикаторов оруденения сохраняет свои типоморфные характеристики в зоне гипергенеза и в россыпях, термобарогеохимические данные могут использоваться для изучения связей между россыпями и их коренными источниками.

Типоморфные свойства минералов являются основой для шлихоминералогического метода поисков коренных месторождений золота и алмазов. Доклад *Г.К.Хачатрян* (ЦНИГРИ) посвящён внедрению метода ИК-Фурье спектроскопии, как экспресс-метода идентификации минералов и их типоморфных характеристик, позволяющих повысить результативность поисковых работ. По мнению автора, ряд типоморфных свойств минералов могут использоваться для выявления скрытой минералогической зональности рудных полей и месторождений, а также служить критериями при шлихоминералогических поисках коренных проявлений золота.

Особую роль при проведении всех стадий ГРП играют методы дистанционного зондирования. В докладе *Е.М.Шемякиной* (МГУ им. М.В.Ломоносова) приведены результаты обработки многозональной космической съёмки, гравиметрических и магнитометрических данных по Мончегорскому району Мурманской области. На основании изучения геолого-структурной позиции эталонных платино-медно-никелевых месторождений и характеристик их отображения на космоснимках и в физических полях на территории Фёдорово-Панских и Сальных тундр выявлены четыре перспективных участка для поисков месторождений платиновой группы.

Большой интерес участников конференции вызвал доклад *В.Ф.Рогизного* (ФГУП ЦНИГРИ) и др., в котором сопоставлены два варианта разведки жильного сереброрудного объекта в Республике Саха-Якутия с использованием поверхностных (буровых) и подземных (горно-буровых со штольнями) выработок. Оба варианта направлены на достижение степени изученности объекта до запасов категории  $B+C_1$ . Для каждого варианта охарактеризованы объёмы и сроки работ, необходимые оборудование, материалы и персонал. Выполнены расчёты технико-экономических показателей с расчётом стоимостей геологоразведочных работ, необходимого оборудования и разведки 1 т запасов. Сде-



лан вывод о более высокой эффективности горно-бурового (со штольнями) способа разведки.

Доклады *В.В.Пережудова* (ТОО «КРИЦ – НТК») и *М.Р.Шауतेнова* (КазНТУ им. К.И.Сатпаева) посвящены характеристике современной технологии отбора, обработки и минералогического анализа проб – Carla-технологии, используемой при поисках и разведке месторождений золота. Технология при исследовании шлиховых проб, протолочек и других видов проб обеспечивает высокое извлечение золота и других рудных минералов-спутников в гравикоцентрират и позволяет рассчитывать технологические параметры (извлечение и т.д.). Практическое применение Carla-технологии позволяет существенно повысить эффективность поисковых и разведочных работ на золото.

Группа докладов посвящена результатам опытно-методических работ, выполненных специалистами ФГУП «ЦНИГРИ» в различных регионах РФ с применением шлихоминералогического и ионно-сорбционного методов для выделения перспективных рудоносных зон с золоторудной, медно-порфировой и свинцово-цинковой минерализацией, перекрытых более молодыми образованиями (в том числе элювиально-делювиальными мощностью >1,0 м). Раскрывается технология применения методов и положительно оценивается возможность их использования для решения поисковых задач.

В докладе *Ю.С.Савчук* с соавторами (ИГЕМ РАН) на примере каледонско-герцинского Южно-Тянь-Шаньского и киммерийского Верхояно-Колымского складчатых поясов рассмотрены этапы их развития (субдукционный и коллизионно-трансгрессивный) и на основе изучения контролирующих золотое оруденение структур проведена геодинамическая типизация месторождений золота поясов. Авторами выделены месторождения субдукционной стадии (синшарьяжные) и контролируемые коллизионными структурами. Кратко охарактеризованы золоторудные месторождения обеих упомянутых стадий и сделан вывод о том, что геодинамические условия формирования месторождений существенно влияют на морфологию рудных залежей и основные параметрические характеристики.

В ряде докладов на конкретных примерах охарактеризовано сегодняшнее состояние работ по оценке и апробации прогнозных ресурсов АБЦМ, перспективам выполнения Программы ВИПР МСБ алмазов, благородных и цветных металлов, оценке перспектив оруденения благородных и цветных металлов некоторых развивающихся регионов РФ, а также зарубежных стран.

На конференции представлено большое количество докладов, посвящённых колчеданно-полиметал-

лическим месторождениям. В докладах сотрудников ЦНИГРИ изложены прогнозно-минерагенические построения в пределах основных минерагенических зон, перспективных по развитию минерально-сырьевой базы свинца и цинка, основанные на усовершенствованных прогнозно-поисковых моделях месторождений, комплексном анализе и интерпретации имеющейся геологической, геофизической, геохимической информации в целях выделения и обоснования площадей проведения прогнозно-минерагенических и поисковых работ. В двух докладах рассмотрены результаты изучения вещественного состава Рудно-Алтайской минерагенической зоны. В ряде докладов освещены геохимические (ионно-сорбционный метод литохимических поисков) и геофизические методы (магнитные аномалии) исследования при поисках колчеданно-полиметаллических месторождений.

На Секции «Состояние и перспективы прогнозирования и поисков алмазных месторождений» представлено 35 докладов, в той или иной степени затрагивающих проблемы воспроизводства МСБ алмазов в двух алмазодобывающих регионах России: Якутии и Архангельской области. Рассматривались перспективы отдельных площадей на обнаружение месторождений алмазов, методики поисков и прогнозирования месторождений алмазов, особенности временной локализации проявлений алмазоносного магматизма в истории развития Земли. Отмечено, что к настоящему времени упала эффективность ГРР на алмазы. Данное положение, с одной стороны, связано с резким сокращением площадей под постановку поисковых работ, с другой – поиски ведутся в районах со сложным геологическим строением, где традиционные подходы к ведению поисков не показывают должной эффективности.

По итогам заслушанных докладов, а также последующей дискуссии были констатированы пути решения основной задачи алмазопроисковых работ – воспроизводства МСБ алмазов:

- необходимость переоценки прогнозных ресурсов категории  $P_3$  на основании разработки прогнозных карт, основанных на современных представлениях о локализации алмазоперспективных площадей;
- проведение опережающих геолого-геофизических исследований в рамках прогнозно-минерагенических работ, нацеленных на локализацию прогнозируемых кимберлитовых полей для дальнейшей постановки поисковых работ;
- разработка новых поисковых методов, а также прогнозно-поисковых комплексов с учётом геологическо-ландшафтных обстановок для повышения эффективности ГРР на алмазы.

## Новый тип редкоземельного оруденения в западном Забайкалье

Г.С.РИПП, И.А.ИЗБРОДИН, Е.И.ЛАСТОЧКИН, М.О.РАМПИЛОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670031, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а),  
А.Г.ДОРОШКЕВИЧ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670031, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а), (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки институт геологии и минералогии СО РАН (ИГМ СО РАН); 630090, г. Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3),  
Е.А.ХРОМОВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670031, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а)

Редкоземельные проявления приурочены к выходам интенсивно дислоцированных кристаллических сланцев, гнейсов, кварцитов. Они представлены линзо- и жиллообразными телами, зонами брекчированных пород, сцементированных преимущественно бастнезит-флюорит-альбитовым агрегатом. Минеральный состав этих пород резко отличается от известных в регионе редкоземельных проявлений и месторождений. Кроме флюорита, альбита, бастнезита и калишпата в них присутствуют кварц, тетраферрифлогопит, манганильменит, а в качестве аксессуарных – монацит, циркон, рутил. Содержание флюорита в породах достигает нескольких десятков процентов, а бастнезита – до 15%. Минерализация сформировалась в три стадии: две бастнезитсодержащие с альбитом и флюоритом и завершающую, существенно флюоритовую. Редкоземельные элементы (РЗЭ) в них представлены в основном лёгкими лантаноидами. Термометрическое изучение минералов свидетельствует о гидротермальном образовании проявлений. Температура гомогенизации первичных флюидных включений в бастнезите – 345°C. Во флюорите часть включений гомогенизировала при температуре 233°–237°C, другая – при 160°–190°C. Изотопные составы углерода ( $-7\text{‰}$   $\delta^{13}\text{C}$ ) и кислорода ( $6,7\text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}$ ) в бастнезитах ложатся в контур квадрата P1C мантийных карбонатов. Первичные изотопные стронциевые отношения ( $\text{Sr}_i - 0,7056$ ) также свидетельствуют о вероятном мантийном источнике их вещества. Низкие значения изотопного состава кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) в альбите ( $4,3\text{‰}$ ) и биотите ( $1,1\text{‰}$ ) свидетельствуют об участии в составе флюидов метеорного источника. Минералого-геохимические (в том числе изотопные) особенности проявлений, а также результаты определения Ar/Ar возраста указывают на их близость с позднемезозойскими карбонатитами Юго-Западного Забайкалья. Обнаружение этих проявлений свидетельствует о существовании новой площади с редкоземельным оруденением. Их связь с карбонатитами существенно расширяет ареал распространения таких пород и увеличивает перспективы территории Юго-Западного Забайкалья на этот вид полезных ископаемых.

*Ключевые слова:* редкоземельные элементы, карбонатит, бастнезит.

Рипп Герман Самуилович  
Избродин Иван Александрович  
Ласточкин Евгений Иванович  
Рампилов Михаил Олегович  
Дорошкевич Анна Геннадьевна  
Хромова Елена Александровна



ripp@gin.bscnet.ru  
isbrodin@rambler.ru  
gin-buryatia-07@yandex.ru  
mrampilov@mail.ru  
doroshkevich@igm.nsc.ru  
lena.khromova.00@mail.ru

## A new type of rare metal mineralization in the Western Transbaikalia

G.S.RIPP, I.A.IZBRODIN, E.I.LASTOCHKIN, M.O.RAMPILOV (Geological Institute SB RAS),  
A.G.DOROSHKEVICH (Geological Institute SB RAS; V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS),  
E.A.CHROMOVA (Geological Institute SB RAS)

REE ores are located in intensively dislocated crystalline schists, gneisses, quartzites. They represented by lens-and vein-like bodies, zones of brecciated rocks cemented by bastnasite-fluorite-albite aggregate. The mineral composition of these rocks differs sharply from other rare-earth deposits known in the region. Apart from fluorite, albite, bastnesite and K-feldspar there are quartz, tetraferriphlogopite; as accessory, there are monazite, zircon and rutile. Fluorite is contained in rocks

up to scores of percent, and bastnasite up to 15%. Ore mineralization formed during three stages two stages bastnasite, albite, fluorite, and primary fluorite. Rare earth elements are predominantly light. Thermometric study of minerals indicates hydrothermal formation. The homogenization temperature of primary fluid inclusions in bastnasite is 345°C. Some inclusions were homogenized at 233°–237°C, the other at 160°–190°C in fluorite. Isotopic composition of carbon (–7‰  $\delta^{13}\text{C}$ ) and oxygen (6,7‰  $\delta^{18}\text{O}$ ) in bastnasites lies within the PIC mantle carbonates. Initial ratio  $\text{Sr}_i$  (0,7056) also indicate a probable mantle source. Low values of  $\delta^{18}\text{O}$  in albite (4,3‰) and biotite (1,1‰) indicate participation of water from a meteoric source. Mineralogical and geochemical (including isotopic) features, as well as Ar/Ar age indicate their similarity to Late Mesozoic carbonatites of the Southwestern Transbaikalia. Finding of these occurrences confirms a new area of REE mineralization. A relation with carbonatites can extend the range of distribution of such rocks and increases the prospects of the territory of the Southwestern Transbaikal for this type of minerals.

*Key words:* REE, carbonatite, bastnasite.

На территории Западного Забайкалья установлено более 10 генетических и минеральных типов редкоземельных проявлений, к числу которых относятся карбонатиты. Одна их часть (Аршанское, Южное) представлена бастнезитсодержащим типом (рис. 1), другая (Пограничное) – редкоземельными элементами ( $\text{TR}_2\text{O}_3$  до 4–5 мас.%), сконцентрированными в апатите [14]. Повышенными концентрациями РЗЭ до 1,5 мас.% отличаются монацитсодержащие апатит-магнетитовые руды месторождения Северный Гурвунур в Озернинском рудном узле [12], апатиты (РЗЭ до 3–4 мас.%) из Сынырских ультракалийевых пород, магматиты и метасоматиты (брилолит, лопарит и др.) Бурпалинского щелочного массива в Северном Прибайкалье. В метаморфизованных высокоглинозёмистых породах [6], гранитных пегматитах установлено РЗЭ до нескольких мас.%. Во всех перечисленных случаях редкоземельные элементы представлены преимущественно лёгкими лантаноидами.

Тяжёлые лантаноиды присутствуют в гидротермалитах Кичерской зоны (Акит, Честен) в Северном Прибайкалье. Главный источник этих РЗЭ – ксенотим [1]. Обогащённость тяжёлыми РЗЭ отмечается также в альбититах бассейна р. Ирбо, содержащих фергусонит, ксенотим, иттриалит, таленит [13].

Резко отличаются от перечисленных проявлений бастнезитсодержащие породы, установленные в черте г. Улан-Удэ (см. рис. 1). Одно из них (Улан-Удэнское) вскрыто при прокладке подземных коммуникаций (пересечение улиц Смолина и Ербанова), другое (Портовое) расположено в береговом обнажении на правом берегу р. Селенга вблизи речного порта. Минералогическая и геохимическая изученность этих проявлений различна. Более детально изучено Портовое, обнаруженное в 2015 г. По Улан-Удэнскому участку кроме ранее проведённых визуальных наблюдений для аналитических исследований имелось ограниченное количество образцов.

Полученное значение возраста, минералогические и геохимические, в том числе изотопные особенности выявленных участков, позволяют предположить их генетическую связь с позднемезозойскими карбонатитовыми комплексами Западного Забайкалья, распространёнными в обрамлении внутриплитных рифтогенных структур [15].

Появление новых проявлений редкоземельной минерализации свидетельствует о ещё недостаточной изученности региона на этот вид полезных ископаемых.

**Методы исследований.** Ar/Ar возраст определён по флогопиту, являющемуся типоморфным минералом бастнезитсодержащих пород. Анализ выполнен в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по методике [3]. При расчёте  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  возраста использовался метод возрастного плато [18]. По методу плато рассчитывался средний взвешенный возраст для нескольких последовательных (не менее трёх) температурных ступеней.

Изотопные составы кислорода и углерода в бастнезите и кислорода в силикатах определены в Геологическом институте СО РАН В.Ф.Посоховым. Карбонаты были разложены ортофосфорной кислотой с использованием опции «Газбенч» при температуре 60°–70°C в течение 2–4 часов. Измерения проведены на масс-спектрометре Finigan MAT 253 в режиме постоянного потока гелия. Калибровка для карбонатов проведена по стандартам NBS-18, NBS-19. Величины  $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$  и  $\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})$  определены с погрешностью  $\pm 0,05$  и  $\pm 0,1\%$  (1 $\sigma$ ) соответственно.

Кислород из альбита и флогопита был выделен методом лазерного фторирования. Калибровка анализов осуществлялась по международным стандартам NBS-28 (кварц), NBS-30 (биотит). Методика анализа силикатных минералов описана в работе [23]. Воспроизводимость анализов составляла  $\pm 0,1$ – $0,3\%$  при 95% доверительном уровне.

Изотопный состав кислорода во флюидах произведён в соответствии с фракционированием минералов для альбита [27] и для флогопита [28]. Температуры, использованные при оценке изотопных составов, взяты из расчета 250°–300°C, полученных при термометрическом изучении флюидных включений в бастнезите и флюорите.

Состав минералов определён на модернизированном рентгеновском микроанализаторе MAP-3 С.В.Канакиным. Съёмки проводились при 15–20 kV, ускоряющем





Рис. 1. Участки расположения массивов карбонатов и изученных проявлений на схеме тектонического строения [10]:

1 – мезозойские впадины Иволгино-Удинской рифтогенной системы; 2 – ультраметаморфические породы; 3 – позднепалеозойские гранитоиды; 4 – структурные швы; 5 – точки нахождения участков: Портовое (1), Улан-Удэнское (2) и карбонатов Ошурковское (3), Халютинское (4), Аршанское (5), Южное (6)

напряжении тока зонда от 20 до 40 нА, времени измерения 20 сек и диаметре зонда 2–3 мкм. Микроструктурные особенности, взаимоотношения и однородность минералов изучались на электронном микроскопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy-300 Е.А.Хромовой.

Определение состава пород проведено методом классического силикатного анализа и РФА. Методом ICP-MS (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) в них установлено содержание примесных, в том числе редких и редкоземельных элементов.

Изучение включений проведено в бастнезите и флюорите оптическим и термометрическим методами. При проведении термометрических опытов с включениями использовался микроскоп Olympus BX51 с высокотемпературной термокриокамерой THMSG600 (г. Улан-Удэ). Скорость нагревания препаратов составляла в среднем 10°–15°С/мин.

**Геологическое строение участков.** Проявления расположены в северной части позднемезозойской Иволгино-Удинской впадины. По данным геологосъёмочных работ [4] здесь распространены поздне-меловые отложения (сотниковская свита), представленные песчаниками, алевролитами, сланцами, конгломератами, залегающими на размытой поверхности кристаллического фундамента. В составе последнего присутствуют гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы и известняки. Коренные

выходы этих пород закартированы вдоль северной границы впадины и в обнажениях по правому борту р. Селенга. Возраст биотит-амфиболовых гнейсов, распространённых в 15 км к югу от г. Улан-Удэ, вблизи Ошурковского апатитового месторождения, составляет 282 млн. лет (циркон, SHRIMP II) [7, 11]. Метаморфические породы прорваны гранитами и гнейсо-гранитами, имеющими, по данным Rb-Sr геохронологического изучения [4], возраст от 277 до 314 млн. лет.

Проявления приурочены к кристаллическим породам и расположены в одном случае в береговом обнажении Портовое, в другом – в Улан-Удэнском (в 400 м по азимуту 150° от Портового). Аналогично породам, обрамляющим впадину, они метаморфизованы на уровне амфиболитовой фации, интенсивно тектонизированы, участками превращены в брекчии, пересекаются разрывными нарушениями.

В пределах проявлений распространены биотитовые кристаллические сланцы, кварциты, гнейсы и брекчии этих пород (рис. 2). Они состоят в основном из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, кварца. В качестве аксессуарных в них присутствуют титанит, рутил и циркон. Биотит из этих пород характеризуется высокой железистостью ( $fm > 60\%$ ) и глинозёмистостью, не содержит фтора.

Брекчии состоят из остроугольных, частично сглаженных обломков гнейсов и кварцитов размером до 10–20 см, сцементированных мелкообломочной фракцией этих же пород. Обломки последних в виде ксенолитов часто присутствуют в бастнезитсодержащих рудах.

Бастнезитсодержащие породы представлены линзо- и жилообразными телами, гнездообразными выделениями, зонами дробления, сцементированными преимущественно флюорит-альбитовым агрегатом. Мощность тел в основном не превышает 1 м, протяжённость от первых метров до 10 метров. На участке Портовое установлено одно тело (см. рис. 2, Б). Аналогичные маломощные (до 4 см) бастнезитсодержащие прожилки и минерализованные брекчированные кварциты обнаружены также в 130 метрах к востоку, в выемке под фундаментом строящегося дома.

В результате катаклаза на обоих участках большая часть пород была измельчена до фракции размером 0,5–1,5 мм. В этом агрегате присутствуют более крупные зёрна альбита, калишпата и ксенолиты сланцев и кварцитов. На контактах тел с вмещающими породами имеются зоны, обогащённые флогопитом. Мощность их обычно не превышает 1 см.

Возраст плато, выделенного Ar<sup>39</sup> из флогопита проявления Портовое – 134,2±2,6 млн. лет.

Главные минералы бастнезитсодержащих пород – флюорит, альбит и бастнезит. Количество флюорита изменяется от единиц до 10–20 об.%, бастнезита от 1 до 15%. Существенно большей концентрацией флюорита (до 30%) и бастнезита (до 10–15%) характеризуются

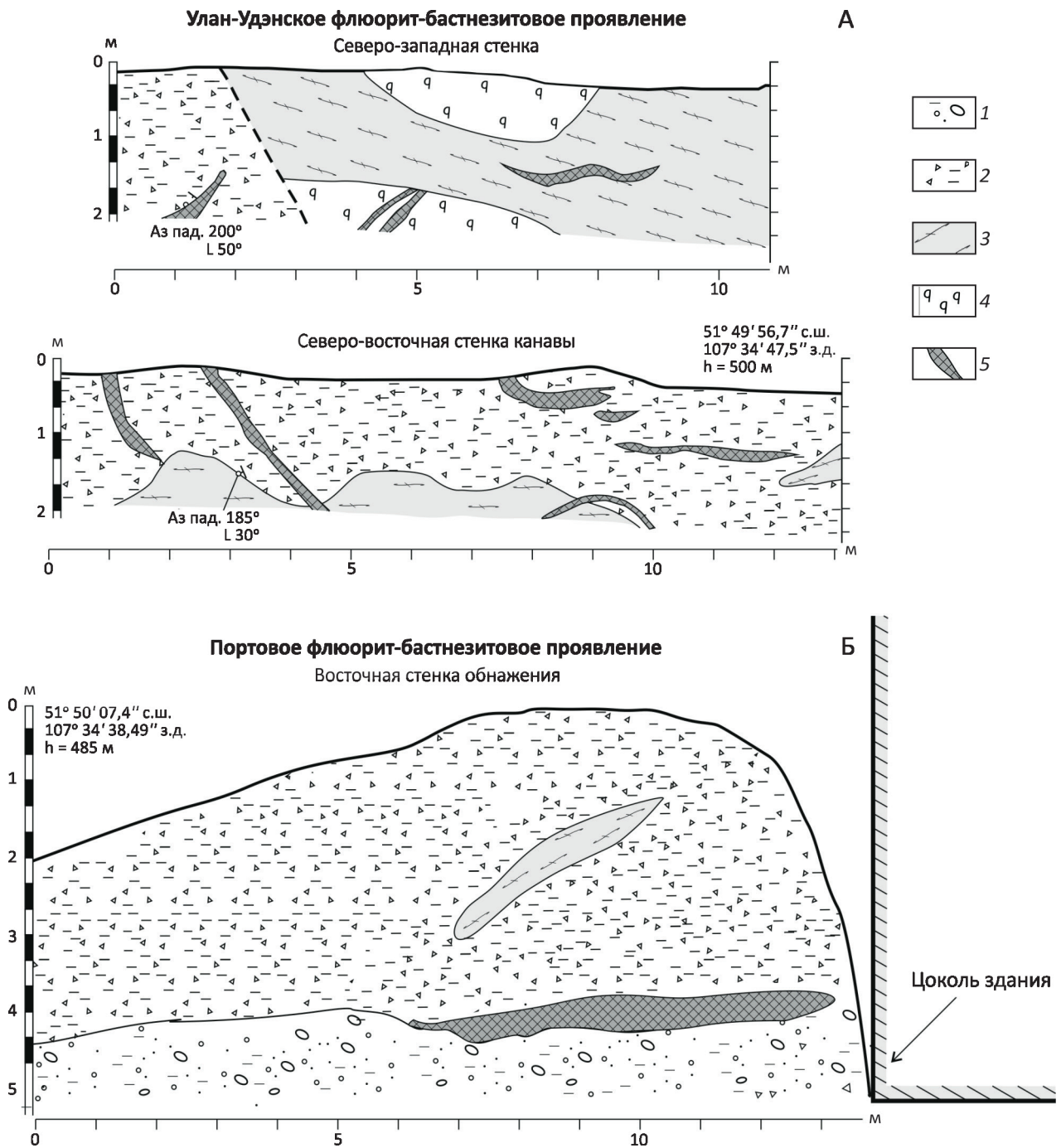


Рис. 2. Схемы зарисовок канав Улан-Удэнского (А) и обнажения Портовое (Б) флюорит-бастнезитовых проявлений. Зарисовка Улан-Удэнского участка по Б.Г.Базарову и др., 1966:

1 – делювиальные свалы; 2 – брекчи кристаллических сланцев и кварцитов; 3 – кристаллические сланцы; 4 – кварциты; 5 – тела бастнезит-флогопит-флюорит-альбитовых пород

руды Улан-Удэнского проявления. На участке Портовое отмечается до 20% калиевого полевого шпата, в меньшем количестве он присутствует на Улан-Удэнском

участке. В числе аксессуарных минералов на Портовом установлены монацит, ильменит, циркон, рутил, ферропсевдобрुकит.

**1. Химический состав багнетитсодержащих пород проявления Портовое, в мас.%**

| № проб  | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | П.П.П. | F    | SO <sub>3</sub> | Сумма |
|---------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|--------|------|-----------------|-------|
| Б-1/15а | 66,1             | 0,27             | 13,04                          | 4,85                           | н/о  | 0,04 | 0,79 | 2,36  | 4,87              | 3,79             | 0,16                          | н/о             | 0,14   | н/о  | 2,10            | 98,55 |
| Б-1/15б | 46,7             | 0,37             | 9,57                           | 3,56                           | н/о  | 0,06 | 1,17 | 12,53 | 3,94              | 2,39             | 0,05                          | н/о             | 3,09   | н/о  | 3,99            | 87,48 |
| П-1     | 57,1             | 0,31             | 11,90                          | 1,71                           | 0,20 | 0,05 | 1,00 | 7,61  | 4,87              | 2,96             | 0,37                          | 0,66            | 3,44   | 4,60 | н/о             | 94,13 |
| П-2     | 51,30            | 0,44             | 10,40                          | 7,33                           | 0,20 | 0,08 | 0,98 | 7,67  | 4,17              | 2,74             | 0,32                          | 0,88            | 4,86   | 4,83 | н/о             | 93,30 |

*Примечание.* н/о – элемент не определялся; пробы Б-1/15 выполнены в ИГМ СО РАН (РФА), П-1 и П-2 – в ГИН СО РАН (мокрая химия).

**Геохимические особенности и минеральный состав багнетитсодержащих пород.** Химический состав багнетитсодержащих пород проявления Портовое представлен в табл. 1. Для них характерна неоднородность состава, обусловленная фрагментарным распределением слагающих их минералов и количеством присутствующих ксенолитов вмещающих пород. Исходя из результатов петрографического изучения и расчётов нормативного состава, эти породы состоят в основном из альбита (30–40%), флюорита (10–15%) и калишпата (около 20%). Флогопит в них присутствует в количестве 1–3%, в составе аксессуарных – монацит, ильменит, циркон, рутил, ферропсевдобрукит. В породах отсутствует карбонатная фаза, за исключением багнетита. Высокая концентрация SiO<sub>2</sub>, кроме собственно гидротермальной фазы, обусловлена большим количеством ксенолитов кремнистых пород.

Суммарное содержание редкоземельных элементов в рудах проявления Портовое изменяется от 1 до 6 мас.% (табл. 2). На Улан-Удэнском участке по результатам спектральных анализов, проведённых при оценочных работах (Б.Г. Базаров и др., 1966), концентрации La, Ce и Nd достигали 1% каждого из указанных элементов. Конфигурация графиков нормированных к хондриту содержаний РЗЭ и спайдердиаграмма (рис. 3) близки к графикам в карбонатитах и имеют отрицательный европиевый минимум (Eu/Eu\* равно 0,51–0,58). Величина (La/Yb)<sub>n</sub> в них свидетельствует о резком преобладании лёгких лантаноидов с вариацией от 1080 до 2670. В повышенных концентрациях в породах фиксируются торий, титан и марганец. Высокое содержание тория (239 ppm) установлено в пробе, обогащённой редкоземельными элементами. Его источником является монацит, а титана и марганца – манганийменит, рутил и флогопит. Содержание сульфатной серы в породах до 4 мас.%. Она установлена в водной вытяжке (102,8 мг/л) из багнетитсодержащей породы. О присутствии в породах растворимых форм серы свидетельствуют включения глауберита в багнетите.

Результаты изотопных исследований багнетитсодержащих пород обоих участков представлены в табл. 3. Изотопные составы кислорода и углерода в багнетитах этих участков аналогичны неизменённым

**2. Составы примесных элементов в багнетитсодержащих породах проявления Портовое, в ppm**

| Компоненты | Б-1/15А | Б-1/15Б |
|------------|---------|---------|
| Ti         | 1 366   | 1 941   |
| V          | 58      | 33      |
| Cr         | 8,1     | 6,2     |
| Mn         | 248     | 436     |
| Co         | 1,98    | 2,5     |
| Ni         | 3,4     | 3,4     |
| Cu         | 18,7    | 9,2     |
| Zn         | 66      | 102     |
| Rb         | 126     | 102     |
| Sr         | 87      | 194     |
| Y          | 22      | 113     |
| Zr         | 203     | 132     |
| Nb         | 33      | 19,5    |
| Mo         | 3,5     | 3,2     |
| Cs         | 1,08    | 1,04    |
| Ba         | 156     | 185     |
| La         | 3 182   | 23 216  |
| Ce         | 4 268   | 29 649  |
| Pr         | 369     | 2 484   |
| Nd         | 945     | 6 261   |
| Sm         | 56      | 327     |
| Eu         | 9,3     | 48      |
| Gd         | 37      | 232     |
| Tb         | 2,2     | 11,3    |
| Dy         | 5,6     | 23      |
| Ho         | 0,84    | 3,3     |
| Er         | 2,2     | 9,0     |
| Tm         | 0,30    | 1,00    |
| Yb         | 2,0     | 5,9     |
| Lu         | 0,29    | 0,8     |
| Hf         | 7,2     | 3,8     |
| Ta         | 1,24    | 0,9     |
| Pb         | 112     | 63      |
| Th         | 47      | 239     |
| U          | 15,9    | 9,8     |

*Примечание.* ICP-MS анализы выполнены в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).



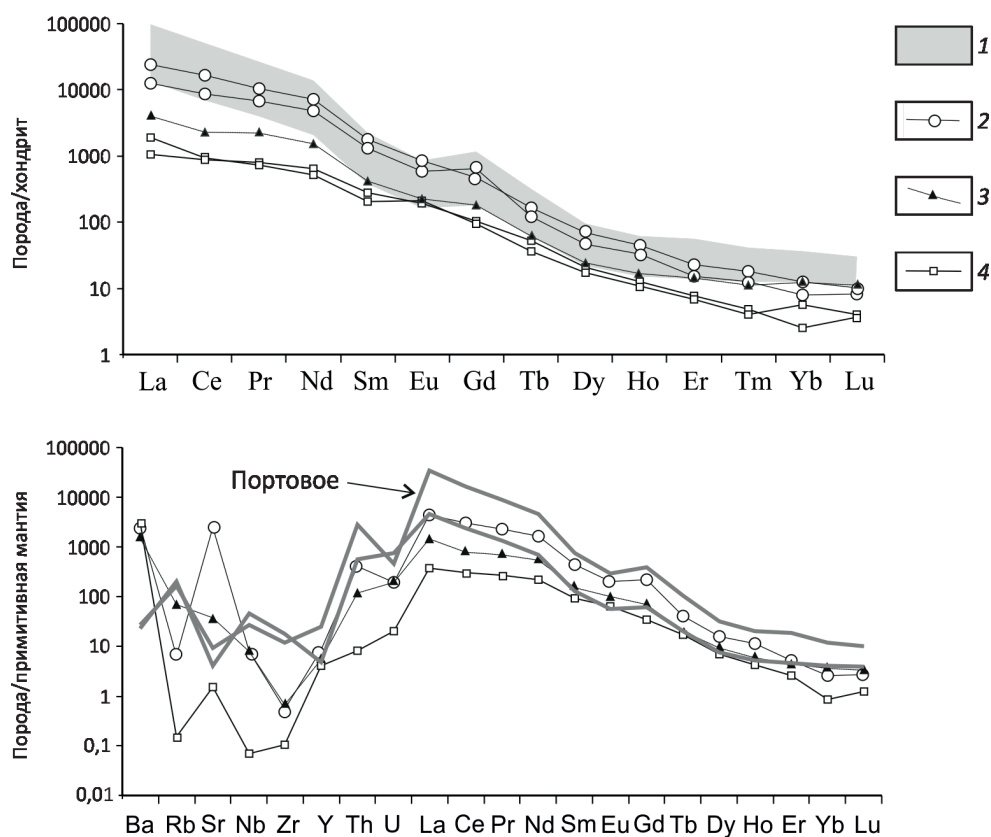


Рис. 3. Графики нормированных к хондриту содержаний редкоземельных элементов и спайдердиаграмма из бастнезитсодержащих пород участка Портовое [21]:

с ними совпадают кривые РЗЭ карбонатитов Аршанского (2), Южного (3) и Халютинского (4) месторождений

карбонатитам. Близки к карбонатитам и первичные стронциевые отношения. Обогащены лёгким кислородом флогопит (1,1‰  $\delta^{18}\text{O}$ ) и альбит (4,3‰  $\delta^{18}\text{O}$ ).

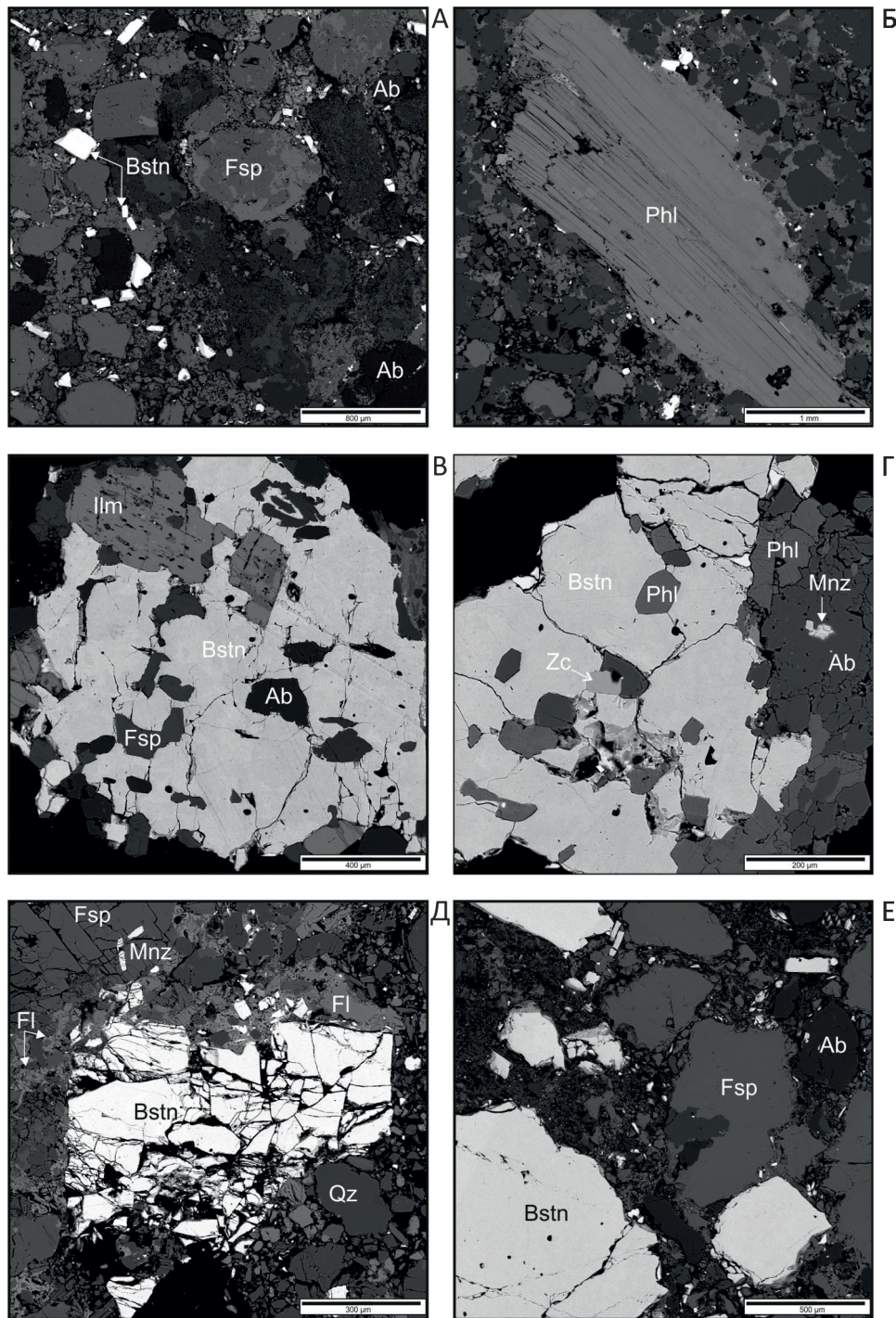
Детальное минералогическое изучение в основном было проведено на участке Портовое, руды которого относительно руд участка Улан-Удэнский более интен-

сивно раздроблены и представляют собой слабосцементированный мелкозернистый агрегат. Его текстурные особенности показаны на рис. 3, из которого видно, что между крупными зёрнами минералов и ксенолитами вмещающих пород фиксируется идентичная по составу тонко- и мелкозернистая фракция. Флюорит наиболее

### 3. Изотопная характеристика минералов из бастнезитовых пород

| Участок       | Минерал   | $\delta^{13}\text{C}\text{‰ PDB}$ | $\delta^{18}\text{O}\text{‰ SMOW}$ | $\delta^{18}\text{O}\text{‰ fluid}$ | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ |
|---------------|-----------|-----------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|-----------------------------------|
| Улан-Удэнский | Флюорит   |                                   |                                    |                                     | 0,70568±10                        |
|               | Бастнезит | -8,1                              | +7,4                               |                                     | 0,70559±9                         |
| Портовое      | Бастнезит | -5,9                              | +4,8                               |                                     |                                   |
|               |           | -7,6                              | +7,4                               |                                     |                                   |
|               | Флогопит  |                                   | +1,1                               | 2                                   |                                   |
|               | Альбит    |                                   | -2,3                               | -1,4                                |                                   |
|               |           |                                   | +4,3                               | -0,1                                |                                   |

Примечание. Расчёт изотопного состава кислорода в воде равновесной с минералами проведён для температуры 300°C; вычисление состава кислорода во флюиде произведено в соответствии с фракционированием минерал-вода для альбита [26] и для флогопита [27].



**Рис. 4. Структурно-текстурные особенности и состав минеральных паргенезисов бастанезитсодержащих пород участка Портовое. Результаты съёмки на электронном микроскопе:**

А – характерная брекчиевая структура руд, округлые зёрна калишпата и альбита сцементированы мелкозернистым полимиктовым агрегатом; Б – крупное зерно флогопита в мелкозернистом полимиктовом (флюорит, калишпат, альбит, флогопит) агрегате, мелкие белые зёрна – бастанезит; В–Г – минеральные паргенезисы ранней стадии образования пород, в бастанезите присутствуют включения альбита, калишпата, ильменита, циркона, флогопита; Д–Е – катакlastические структуры и минеральный паргенезис главной стадии формирования бастанезитсодержащих пород, дроблённые крупные зёрна бастанезита, альбита и калишпата «склеены» мелкозернистым полимиктовым агрегатом (Е – типичный облик дроблённых и дезинтегрированных крупных зёрен бастанезита); Bstn – бастанезит, Phl – флогопит, Ab – альбит, Qz – кварц, Zc – циркон, Fl – флюорит, Mnz – монацит Ilm – ильменит

подвержен дроблению, а альбит и калиевый полевой шпат устойчивее. Зёрна последних обычно имеют сглаженную поверхность и даже галькоподобную форму. Нередко такая же форма зёрен отмечается у бастнезита и флогопита.

Минеральные ассоциации сформировались в три стадии. Ранняя стадия во флюорит-альбитовой матрице слагает мелкие (до 1,5–3 см) шлиры, содержащие бастнезит, калиевый полевой шпат, флогопит, ильменит, циркон, монацит (рис. 4, В–Г). Минералы второй стадии, слагающей более 90%, представлены альбитом, калиевым полевым шпатом, флюоритом, кварцем, флогопитом и бастнезитом (см. рис. 4, Д–Е). В качестве аксессуарных отмечен монацит. Вкрапленники и скопления зёрен кварца, присутствующие в матрице бастнезитсодержащих пород, частично имеют ксеногенное происхождение. В завершающую стадию обо-

их проявлений образовались сегрегации и прожилковые выделения позднего флюорита. Последний более крупнозернистый, чем флюорит в матрице. Для этой стадии не характерны флогопит, бастнезит и альбит.

*Альбит и калиевый полевой шпат* в связи с устойчивостью к механическому воздействию имеют более крупные зёрна (2–5 мм), чем флюорит и бастнезит (см. рис. 4, Д–Е). В калиевом полевоом шпате присутствует решётчатая структура, иногда пертиты замещения альбитом. Примесные элементы (Sr и Ba) в минералах обеих стадий находятся за пределами обнаружения метода.

*Флюорит* – второй по распространённости минерал распределён неравномерно. Его количество изменяется от единиц до первых десятков процентов. Обычно это изометричные и неправильной формы зёрна размером до 3 мм. Минерал ассоциирует с бастнезитом,

#### 4. Химический состав бастнезитов и монацита, в мас.%

| № п/п | № пробы | Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | La <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ThO <sub>2</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | F    | Сумма  | Ce/La | Ce/Nd | La/Nd |
|-------|---------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------------------------------|------|--------|-------|-------|-------|
| 1     | 1-1/6   | 34,87                          | 33,53                          | 2,08                           | 4,4                            | –                | –                             | 6,71 | 81,59  | 1,04  | 7,93  | 7,62  |
| 2     | 1-1/7   | 36,87                          | 30,96                          | –                              | 4,88                           | –                | –                             | 6,64 | 79,35  | 1,19  | 7,56  | 6,34  |
| 3     | 1-1/8   | 34,35                          | 31,51                          | –                              | 5,75                           | –                | –                             | 7,34 | 78,96  | 1,09  | 5,97  | 5,48  |
| 4     | 1-1/9   | 35,44                          | 33,54                          | –                              | 4,12                           | –                | –                             | 7,26 | 80,36  | 1,06  | 8,60  | 8,14  |
| 5     | 1-2/1   | 37,83                          | 31,27                          | 1,79                           | 5,79                           | –                | –                             | 6,7  | 83,37  | 1,21  | 6,53  | 5,40  |
| 6     | 1-2/2   | 34,25                          | 31,98                          | 2,18                           | 6,22                           | –                | –                             | 6,01 | 80,63  | 1,07  | 5,51  | 5,14  |
| 7     | 1-2/3   | 35,35                          | 29,47                          | –                              | 5,89                           | –                | –                             | 6,59 | 77,3   | 1,20  | 6,00  | 5,00  |
| 8     | 1-2/4   | 37,84                          | 27,82                          | 1,88                           | 6,63                           | –                | –                             | 7,29 | 81,46  | 1,36  | 5,71  | 4,20  |
|       | Среднее | 35,85                          | 31,26                          | 1,98                           | 5,48                           | –                | –                             | 6,82 | 80,38  | 1,15  | 6,72  | 5,91  |
| 9     | 3/1     | 37,48                          | 26,13                          | –                              | 6,68                           | –                | –                             | 6,75 | 77,04  | 1,43  | 5,61  | 3,91  |
| 10    | 3/2     | 37,52                          | 25,81                          | 2,47                           | 7,44                           | –                | –                             | 6,39 | 79,63  | 1,45  | 5,04  | 3,47  |
| 11    | 3/3     | 37,19                          | 29,85                          | 2,32                           | 5,73                           | –                | –                             | 6,71 | 81,79  | 1,25  | 6,49  | 5,21  |
| 12    | 3/4     | 37,33                          | 25,59                          | 1,88                           | 8,01                           | –                | –                             | 6,23 | 79,05  | 1,46  | 4,66  | 3,19  |
| 13    | 3/5     | 35,96                          | 27,98                          | 2,19                           | 5,83                           | –                | –                             | 6,83 | 78,79  | 1,29  | 6,17  | 4,80  |
| 14    | 5/1     | 37,67                          | 27                             | 1,7                            | 7,12                           | –                | –                             | 7,04 | 80,52  | 1,40  | 5,29  | 3,79  |
| 15    | 1-1/4   | 37,07                          | 27                             | 1,62                           | 6,86                           | –                | –                             | 5,4  | 77,94  | 1,37  | 5,40  | 3,94  |
| 16    | 1-2/5   | 36,87                          | 24,55                          | 2,7                            | 8,63                           | –                | –                             | 6,45 | 79,2   | 1,50  | 4,27  | 2,84  |
| 17    | 1-3/1   | 38,28                          | 27,83                          | 2,74                           | 6,99                           | –                | –                             | 6,74 | 82,57  | 1,38  | 5,48  | 3,98  |
| 18    | 1-4/1   | 37,49                          | 28,57                          | 2,08                           | 6,73                           | –                | –                             | 5,98 | 80,86  | 1,31  | 5,57  | 4,25  |
| 19    | 1-5/1   | 36,53                          | 27,68                          | 1,85                           | 6,28                           | –                | –                             | 6,11 | 78,44  | 1,32  | 5,82  | 4,41  |
|       | Среднее | 37,21                          | 27,09                          | 1,95                           | 6,94                           | –                | –                             | 6,42 | 79,94  | 1,37  | 5,44  | 3,98  |
| 20    | У-У     | 38,3                           | 30,47                          | 2,49                           | 6,90                           | –                | –                             | 6,07 | 84,23  | 1,26  | 5,55  | 4,41  |
| 21    | У-У-2   | 37,32                          | 22,51                          | 2,26                           | 8,7                            | 1,09             | –                             | 5,99 | 77,87  | 1,65  | 4,28  | 2,59  |
| 22    | У-У-3   | 34,88                          | 22,04                          | 1,92                           | 9,84                           | –                | –                             | 6,16 | 74,84  | 1,58  | 3,54  | 2,24  |
| 23    | У-У-4   | 34,55                          | 22,38                          | 1,76                           | 8,76                           | –                | –                             | 6,55 | 74,0   | 1,54  | 3,94  | 2,55  |
|       | Среднее | 36,56                          | 24,35                          | 1,98                           | 8,55                           | 1,09             | –                             | 6,19 | 77,74  | 1,5   | 4,33  | 2,94  |
| 24    | 1-1/4   | 35,62                          | 20,75                          | 2,64                           | 9,48                           | 1,55             | 28,99                         | –    | 100,09 | 1,72  | 3,76  | 2,19  |
| 25    | 1-5/7   | 36,18                          | 19,66                          | 1,95                           | 7,72                           | 2,96             | 27,13                         | –    | 97,04  | 1,84  | 4,69  | 2,55  |
| 26    | 3-4/3   | 36,36                          | 22,85                          | 1,91                           | 6,82                           | –                | 28,05                         | –    | 96,41  | 1,59  | 5,33  | 3,35  |
| 27    | 4/6     | 36,7                           | 24,16                          | 2,22                           | 6,88                           | –                | 29,58                         | –    | 99,54  | 1,52  | 5,33  | 3,51  |
| 28    | 1-1/5   | 35,62                          | 20,75                          | 2,64                           | 9,48                           | 1,55             | 28,99                         | –    | 100,09 | 1,72  | 3,76  | 2,19  |
|       | Среднее | 36,09                          | 21,63                          | 2,27                           | 8,07                           | 2,02             | 28,54                         | –    | 98,63  | 1,67  | 4,57  | 2,75  |

*Примечание.* Бастнезит: 1–8 – ранней и 9–19 – главной стадий, 20–23 – Улан-Удэнского участка; 24–28 – монацит; прочерк – содержание элемента ниже порога чувствительности.

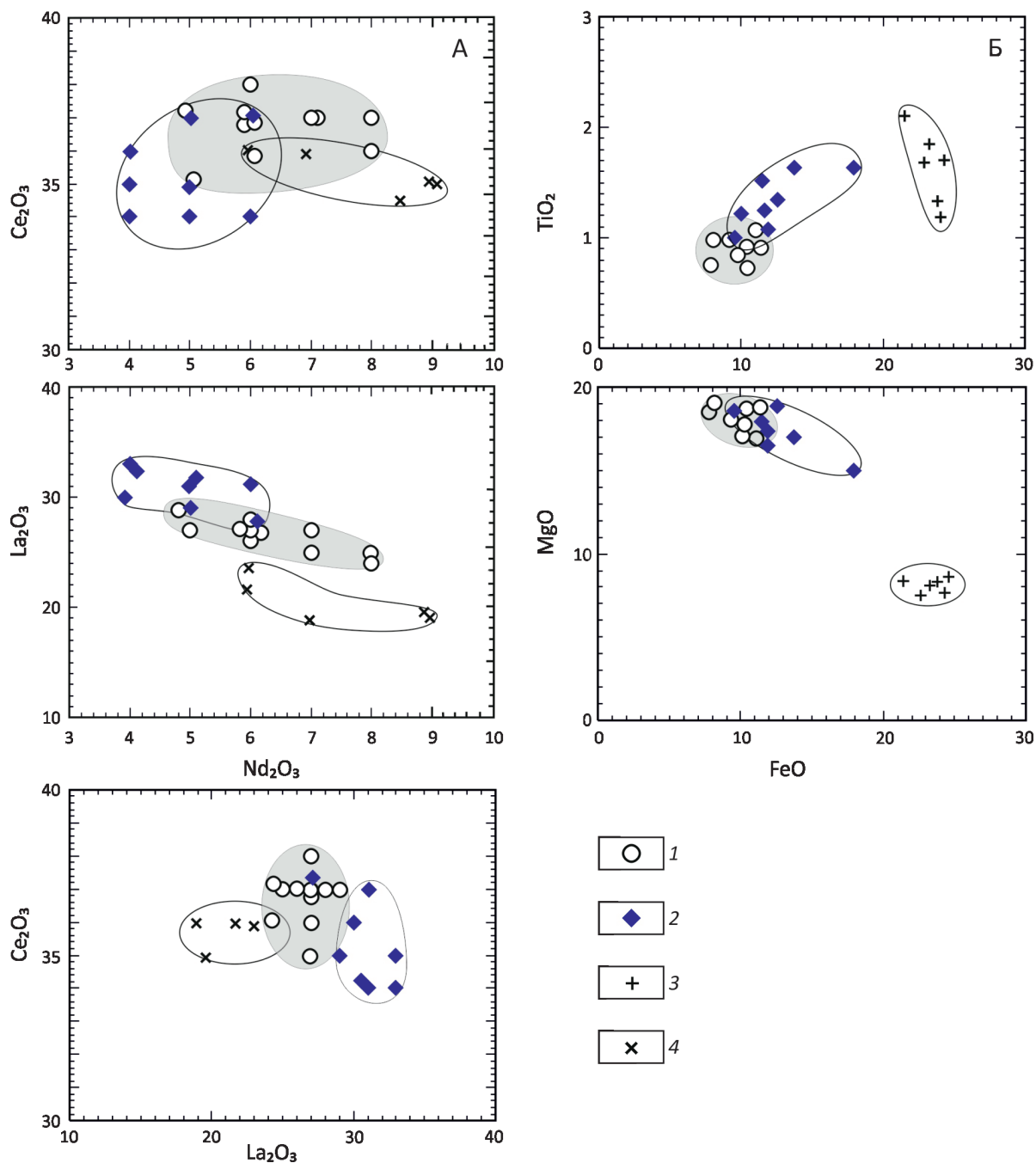


Рис. 5. Сравнительные составы (в мас.%) бастнезитов (А) и флогопитов (Б):

ассоциации стадий формирования руд (участок Портовое): 1 – главная, 2 – начальная; 3 – биотиты из кристаллических сланцев; 4 – монациты

флогопитом, кроме того, отмечаются образовавшиеся позднее более крупнозернистые анхимономинеральные сегрегации размером до 10 см. В отличие от парагенезиса главной стадии в них отсутствуют бастнезит, флогопит и альбит. Примесных элементов в минерале не зафиксировано.

*Бастнезит* представлен двумя генерациями. Зёрна его ранней генерации содержат включения флогопита, ильменита, циркона, альбита (см. рис. 4, В–Г). Поздняя генерация лишена включений перечисленных минералов, лишь иногда в них отмечаются мелкие выделения глауберита (Na<sub>2</sub>O 20%, CaO 22%, SO<sub>3</sub> 54%). В обоих



случаях минерал ассоциирует с флогопитом. Большая часть зёрен бастнезита раздроблена и в разной степени дезинтегрирована (см. рис. 4, Д–Е). В бастнезите двух генераций содержатся в основном лёгкие лантаноиды (табл. 4). Составы выявленных генераций бастнезита заметно отличаются, что отчётливо фиксируется отношениями  $Ce/La$ ,  $Ce/Nd$  и  $La/Nd$ . В минерале ранней генерации в целом заметно выше концентрация лантана и ниже – неодима (рис. 5, А).

*Флогопит* слагает рассеянную вкрапленность таблитчатых зёрен, которые часто деформированы, расщеплены и дезинтегрированы. Минерал характеризуется повышенной магниальностью и пониженной глинозёмистостью. Его состав ложится в поле тетраферрифлогопита (рис. 6), а величина железистости ( $fm$ ) изменяется в пределах 17–31%. К числу особенностей флогопита относятся высокая концентрация фтора (табл. 5) и низкий (обычно не более 1,5%) уровень содержания титана. В большей части проб также обнаружен марганец (до десятых долей процента). Во флогопите, ассоциирующем с ранней генерацией бастнезита, выше титанистость, глинозёмистость и железистость, а поздняя генерация отличается большей магниальностью и содержанием фтора (см. рис. 5, Б).

*Ильменит* в виде таблитчатых зёрен встречен в бастнезите и альбите (см. рис. 4, В). Он отличается высокими концентрациями марганца ( $MnO_2$ , 7–16%), позволяющими отнести его к манганиймениту (табл. 6). В минерале присутствуют включения ферропсевдобрюкита, ниобийсодержащего рутила и титансодержащего магнетита.

*Монацит* слагает таблитчатые зёрна, включённые в полевые шпаты и бастнезит. Минерал характеризуется присутствием тория ( $ThO_2$ , 1,55–3,0 мас.%). Соотношения лёгких лантаноидов в монацитах заметно отличаются от соотношений в бастнезитах (см. рис. 5, А).

*Циркон* представлен мелкими неправильной формы зёрнами в бастнезите ранней генерации (см. рис. 4, Г). Примесных элементов в составе минерала не обнаружено.

**Результаты изучения включений в минералах.** В бастнезите Улан-Удэнского проявления выделено несколько типов включений. Один из типов представлен одиночными многофазными включениями, размер которых до 20 мкр. Форма включений изометричная. Они состоят из минеральной, жидкой и газовой фаз. Минеральная фаза представлена агрегатом тесно соприкасающихся зёрен неправильной формы, и её количество достигает 80–90 об.%. Газовый пузырь деформирован, а его форма определяется свободным пространством. Количество газовой фазы находится в пределах 5–10 об.%. Остальное пространство занято жидкостью.

Второй тип также представлен многофазными включениями, располагающимися по трещинам в виде шлейфов. Форма включений округлая, изометричная, реже удлинённая, размер – от первых микрон до 30 микрон. Во включениях присутствует твёрдая, жид-

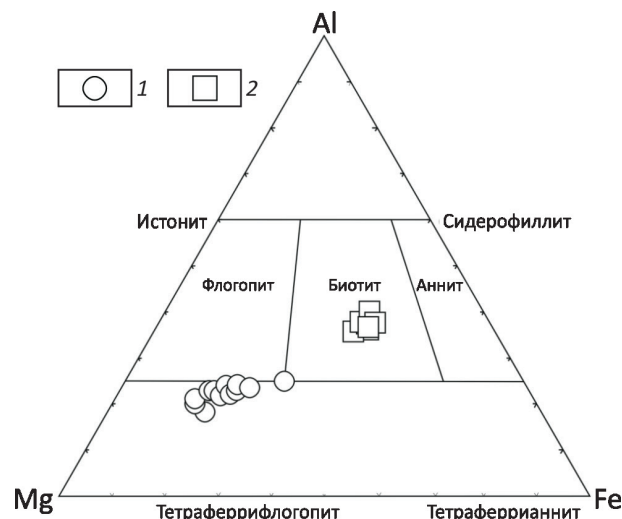


Рис. 6. Поля составов слюд. С использованием диаграммы из работы [22]:

1 – бастнезит-флюорит-альбитовые породы и 2 – вмещающие кристаллические сланцы участков Улан-Удэнский и Портовое

кая и газовая фазы. Количество минеральной фазы достигает 35–40 об.%, реже до 50–60 об.%. Твёрдая фаза образует кристаллики кубической, призматической и изометричной форм. Газовый пузырь занимает до 10–20 об.%, хотя встречаются включения, где содержание газовой фазы около 5 об.%. Количество жидкой фазы – от 20 до 40 об.%. Третий тип включений располагается по трещинкам, формируя шлейфы, часто со следами отшнуровки. Форма включений обычно удлинённая, а их размер не превышает 5 мкм. Это газовой-жидкие включения, где газовый пузырь занимает до 10, реже 20 об.%, остальное пространство занято жидкостью. Иногда во включениях присутствуют одиночные кристаллики кубической формы. Их термометрическое изучение не проводилось.

Термометрическому исследованию подверглись бастнезит и флюорит проявления Портовое. В бастнезите присутствуют первичные и вторичные газовой-жидкие включения. Нередко первичные включения содержат твёрдые фазы. Размер включений варьируется в основном в пределах 5–8 микрон, редко достигая 15–17 микрон. Их форма изометричная, прямоугольная, реже вытянутая. Количество газовой фазы в них составляет 15–25 об.%. При нагревании первичных включений с газовым пузырьком, занимающим 15 об.%, большая часть включений декрепитировала при  $T$  290°–350°С. Включения с газовым пузырьком 20–25 об.% гомогенизировались при 345°С в жидкость.

Во флюорите установлено несколько типов первичных включений. Часть из них существенно флюидная

**5. Составы железомagneзиальных слюд из бастнезитсодержащих и вмещающих пород участков Портовое и Улан-Удэнский, в мас.%**

| № п/п                            | Пробы   | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | K <sub>2</sub> O | F    | Сумма  | O=F <sub>2</sub> | Fm    |
|----------------------------------|---------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------------------|------|--------|------------------|-------|
| Начальная стадия                 |         |                  |                  |                                |       |      |       |                  |      |        |                  |       |
| 1                                | 1-1/2   | 42,66            | 1,25             | 9,22                           | 11,66 | –    | 17,03 | 11,44            | 4,25 | 97,51  | 1,79             | 27,7  |
| 2                                | 1-1/3   | 41,67            | 1,63             | 9,71                           | 13,71 | –    | 16,95 | 11,2             | 4,03 | 98,92  | 1,7              | 31,2  |
| 3                                | 1-2/1   | 42,34            | 1,52             | 9,52                           | 11,44 | –    | 17,91 | 11,47            | 3,8  | 97,99  | 1,6              | 26,4  |
| 4                                | 1-3/6   | 40,54            | 1,63             | 10,3                           | 17,92 | 0,63 | 14,96 | 11,12            | 3,11 | 100,21 | 1,31             | 40,2  |
| 5                                | 1-4/3   | 42,80            | 1,32             | 9,28                           | 12,27 | –    | 18,85 | 11,34            | 4,15 | 100,00 | 1,79             | 27,3  |
| 6                                | 1-5/2   | 42,74            | 1,08             | 9,2                            | 11,9  | 0,36 | 17,31 | 11,19            | 5    | 98,8   | 2,11             | 27,8  |
| 7                                | 1-5/5   | 42,34            | 1                | 8,82                           | 9,51  | 0,35 | 18,56 | 11,46            | 4,38 | 96,41  | 1,85             | 22,3  |
|                                  | Среднее | 42,29            | 1,35             | 9,46                           | 12,66 | 0,44 | 17,42 | 11,35            | 4,11 | 98,55  | 1,74             | 28,98 |
| Главная стадия                   |         |                  |                  |                                |       |      |       |                  |      |        |                  |       |
| 8                                | 3-2/2   | 42,47            | 1,2              | 8,69                           | 9,94  | 0,48 | 17,96 | 11,37            | 4,77 | 97,34  | 2,01             | 23,7  |
| 9                                | 3-2/3   | 43,92            | 0,97             | 7,97                           | 8,14  | 0,34 | 19,49 | 11,53            | 5,12 | 97,47  | 2,16             | 19    |
| 10                               | 3-3/1   | 43               | 0,73             | 8,16                           | 10,38 | 0,71 | 17,43 | 11,19            | 5,93 | 97,54  | 2,5              | 25,1  |
| 11                               | 3-3/2   | 45,4             | 0,98             | 6,63                           | 9,31  | –    | 18,09 | 11,18            | 6    | 97,6   | 2,53             | 22,4  |
| 12                               | 3-5/1   | 41,4             | 1,08             | 8,54                           | 11    | 0,59 | 16,93 | 11,12            | 4,95 | 95,61  | 2,09             | 26,7  |
| 13                               | 3-5/2   | 44,91            | 0,75             | 7,61                           | 7,77  | –    | 18,51 | 11,35            | 5,5  | 96,39  | 2,32             | 19,1  |
| 14                               | 1/2     | 42,96            | 0,9              | 8,50                           | 10,1  | 0,56 | 18,29 | 11,49            | 5,86 | 98,42  | 2,47             | 19,2  |
| 15                               | 3/6     | 42,64            | 0,88             | 8,98                           | 9,93  | 0,58 | 10,93 | 10,08            | 5,57 | 95,59  | 2,37             | 11,93 |
|                                  | Среднее | 43,33            | 0,93             | 8,13                           | 9,57  | 0,54 | 17,20 | 11,16            | 5,46 | 96,99  | 2,31             | 18,57 |
| 16                               | УУ-1    | 44,0             | 0,89             | 5,60                           | 10,7  | 0,3  | 18,16 | 10,35            | 5,30 | 98,90  | 2,24             | 28,1  |
| Вмещающие кристаллические сланцы |         |                  |                  |                                |       |      |       |                  |      |        |                  |       |
| 17                               | 2-3/3   | 34,91            | 1,22             | 16,14                          | 24,3  | –    | 8,24  | 9,94             | –    | 94,75  |                  | 62,3  |
| 18                               | 2-3/4   | 35,32            | 1,37             | 16,17                          | 24,21 | –    | 8,27  | 10,6             | –    | 95,95  |                  | 62,1  |
| 19                               | 2-3/5   | 35,51            | 1,73             | 16,12                          | 24,55 | –    | 7,98  | 10,56            | –    | 96,45  |                  | 63,3  |
| 20                               | 2-3/6   | 35,09            | 1,88             | 15,95                          | 23,45 | –    | 8,39  | 10,22            | –    | 94,98  |                  | 61,1  |
| 21                               | 2-3/7   | 35,32            | 1,73             | 16,14                          | 23,2  | –    | 7,76  | 10,55            | –    | 94,7   |                  | 62,7  |
| 22                               | 2-3-1/4 | 38,89            | 2,15             | 16                             | 21,61 | –    | 8,51  | 10,12            | –    | 97,98  |                  | 58,8  |
|                                  | Среднее | 35,84            | 1,68             | 16,08                          | 23,55 | –    | 8,19  | 10,33            | –    | 95,8   |                  | 61,71 |

Примечание. Портовое: 1–7 – из ассоциации ранней и 8–15 главной стадий, 17–22 – из вмещающих кристаллических сланцев; 16 – из участка Улан-Удэнский; прочерк – содержание элемента ниже порога чувствительности.

**6. Составы титансодержащих минералов из бастнезитсодержащих пород участка Портовое**

| № пробы | Минерал           | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO   | Сумма |
|---------|-------------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|
| 1-1/6   | Ильменит          | –                | 50,74            | –                              | 42,27 | 6,98  | 99,99 |
| 1-2/2   |                   | –                | 51,22            | –                              | 40,74 | 8,03  | 99,99 |
| 1-3/3   |                   | –                | 51,18            | –                              | 37,66 | 11,13 | 99,97 |
| 1-4/2   |                   | –                | 51,81            | –                              | 41,29 | 6,89  | 99,98 |
| 4/4     |                   | –                | 50,84            | –                              | 33,36 | 15,79 | 99,97 |
| 1-2/3   |                   | –                | 51,22            | –                              | 40,74 | 8,03  | 99,99 |
| 4/5     | Ферропсевдобрукит | 2,93             | 74,78            | 2,00                           | 19,01 | –     | 98,73 |
| 4/8     |                   | 4,77             | 76,10            | 3,25                           | 15,46 | –     | 99,58 |
| 1-2/1   |                   | 3,32             | 64,77            | 3,10                           | 22,57 | –     | 93,75 |

Примечание. Прочерк – содержание элемента ниже порога чувствительности.

газово-жидкая, в других присутствует также твёрдая фаза. Форма включений изометричная, размер от 8 до 29 микрон. Твёрдая фаза (от 15 до 30%) представлена зёрнами изометричной и кубической форм. По температурам гомогенизации выделилось две группы. В

одной группе температура частичной гомогенизации без растворения минеральной фазы – 233°–237°С. Во второй группе включения имеют также изометричную форму, размер до 10 микрон, объём газовой фазы 12–15 и минеральной 20–30%. Температура их частичной

7. Сравнительная изотопно-геохимическая характеристика флюорит-бастнезит-альбитовых проявлений и карбонатитов Юго-Западного Забайкалья. С использованием данных [2, 5, 7, 15–17]

| Компоненты сравнения                                       | Улан-Удэнский Портовое | Халюта      | Аршан       | Южное       | Ошурково    | Торей   |
|--|------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|---------|
| Изотопные характеристики                                   |                        |             |             |             |             |         |
| Безрубидиевые минералы (флюорит, апатит, карбонаты, барит) |                        |             |             |             |             |         |
| $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$                        | 0,70564                | 0,70561     | 0,70585     | 0,70591     | 0,70546     | 0,70508 |
| Карбонаты (бастнезит, кальцит)                             |                        |             |             |             |             |         |
| $\delta^{13}\text{C}\text{‰ PDB}$                          | -5,9...-8,1            | -5,5...-9,8 | -5,2...-6,2 | -3,7...-4,9 | -5,0...-7,4 | -4,14   |
| $\delta^{18}\text{O}\text{‰ SMOW}$                         | 4,8-7,4                | 5,4-10,8    | 5,9-6,0     | 5,9-10,5    | 3,6-13,5    | 7,5     |
| Слюды  |                        |             |             |             |             |         |
| $\delta^{18}\text{O}\text{‰ SMOW}$                         | 1,1                    | 5,1-7,8     | 4,4         | 5,7-7,0     | 4,9-5,7     |         |
| fm   | 19-31                  | 16-31       | 21-46       | 25-36       | 24-37       | 31-34   |
| TiO <sub>2</sub> (мас.%)                                   | 0,7-1,6                | 0,1-0,5     | 0,7-2,3     | 1,0-2,1     | 1,8-2,9     | 3,7     |
| F (мас.%)  | 3,1-5,5                | 3,2-5,6     | 1,2-3,2     | 2,8-3,4     | 0,9-1,6     | 1,6-1,8 |
| Геохимические характеристики                               |                        |             |             |             |             |         |
| Eu*  | 0,55                   | 0,84        | 0,40        | 0,45        | 0,63-0,76   |         |
| (La/Yb) <sub>n</sub>                                       | 1800                   | 340         | 1750        | 320         | 144         | 237     |
| Th/U   | 3-2,4                  | 2-4         | 0,8-2,0     | 1,5-5,4     | 2-2,5       | 3,5     |

Примечание. fm – коэффициент фракционирования  $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)\times 100\%/(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ .

гомогенизации – 160°–190°C, при дальнейшем прогреве происходила декрепитация. Многочисленные двухфазные газовой-жидкие включения являются вторичными. Они расположены чаще всего по трещинкам, образуют вытянутые шлейфы. Их гомогенизация происходила при 120–140°C.

**Обсуждение.** Бастнезитовые месторождения относятся к числу наиболее технологичных и перспективных объектов для добычи редкоземельных элементов. Они связываются в основном с карбонатитами и ассоциирующими с ними щелочными породами (например, месторождение Каронге) [25]. Гомогенизация газовой-жидких включений в бастнезите и флюорите в интервале 160°–350°C указывает на гидротермальное происхождение пород изученных участков. Зафиксированные два температурных интервала гомогенизации включений во флюоритах свидетельствуют о стадийности формирования минеральных ассоциаций.

Основанием для предположения о связи выявленных проявлений со щелочным магматизмом может служить их существенно фельдшпатоидный состав. В 30–40 километрах к югу от обнаруженных проявлений известны карбонатиты (см. рис. 1), в том числе бастнезитсодержащие (Аршанское, Южное, Халюта). Близость возрастов (120–130 млн. лет) и минералого-геохимических особенностей с изученными проявлениями (табл. 7) с большой долей уверенности позволяют предположить генетическую связь между ними. Об этом также свидетельствуют первичные изотопные стронциевые отношения, изотопные составы углерода и кислорода в карбонатах, подобие кривых нормированных содержаний РЗЭ. Значения  $\text{Sr}_0$  в бастнезите (0,70559) и флюорите (0,70568) существенно более

низкие, чем в коровых породах, и изотопные составы кислорода и углерода в бастнезите, лежащие, как и в случае с карбонатитами, в границы бокса РИС, позволяют предположить поступление вещества из мантийного источника.

Подобно карбонатитам характерными особенностями слюд изученных проявлений являются повышенные магнезиальность, содержание фтора, принадлежность к тетраферрифлогопиту. Аналогично карбонатитам, в рассматриваемых проявлениях повышена марганцевосность, присутствуют сульфатные минералы, а содержание MnO составляет до 13–20 мас.%. Главные отличия выявленных проявлений от карбонатитов, распространенных в регионе, – отсутствие в них кальцита и доломита, повышенное содержание кварца, низкие концентрации бария и стронция. Минеральные парагенезисы с кварцем, флюоритом, редкоземельными минералами достаточно часто фиксируются на посткарбонатитовом этапе многих проявлений.

Такие гидротермальные образования описаны на месторождениях Канганкунде [26], Карасуг [9], Амба-Донгар [20], Барра де Итапирапуа [19] и других [8]. На бастнезитсодержащих породах участка Весёлый, находящегося в 40 км от описываемых проявлений, в посткарбонатитовую стадию также проявилось окварцевание, сопровождавшееся флюоритом, бастнезитом. Перечисленные аргументы позволяют с достаточной большой уверенностью относить описанные проявления к гидротермальным продуктам, связанным с поздне-мезозойским карбонатитовым магматизмом Западного Забайкалья.

По представленным материалам можно сделать следующие выводы. В Западном Забайкалье установлены

проявления нового типа редкоземельного оруденения. Их возможная генетическая связь с карбонатитами расширяет ареал распространения таких пород, имеет важное значение для анализа геологических процессов региона и существенно увеличивает перспективы редкоземельного оруденения изученной территории.

*Работа выполнена при финансовой поддержке проектов 15-45-04089 Р-СИБИРЬ-А, 17-05-00129 А.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Акитский* массив щелочных пород и ассоциирующее с ним оруденение (Северное Прибайкалье) / Г.С.Рипп, Н.В.Владыкин, А.Г.Дорошкевич и др. // Глубинный магматизм его источники и плюмы. – Иркутск–Мирный, 2006. С. 285–304.
2. *Бурцева М.В., Дорошкевич А.Г.* Минералого-геохимические особенности Торейской карбонатной жилы (Западное Забайкалье) // Труды X Международного симпозиума студентов и молодых ученых имени академика М.А.Усова: – Томск, 2006. С. 75–77.
3. *Геохронология* Чернорудной гранулитовой зоны (Ольхонский район, Западное Прибайкалье) / А.В.Травин, Д.С.Юдин, А.Г.Владимиров и др. // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
4. *Государственная* геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение) Алдано-Забайкальская серия. Лист М-48. Объяснительная записка // В.С.Платов, А.А.Савченко, А.М.Игнатов и др. – Улан-Удэ, 2009.
5. *Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С.* Изотопная характеристика пород Халютинского карбонатитового комплекса (Западное Забайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 47. № 12. С. 1279–1293.
6. *Избродин И.А., Рипп Г.С., Ходырева Е.В.* Редкометалльная минерализация кварц-кианитовых сланцев Ичетуйского и Лево-Чемургаевского проявлений (Западное Забайкалье) // ЗРМО. 2011. № 6. С. 87–98.
7. *Изотопно-геохимические* особенности пород Ошурковского апатитоносного массива (Западное Забайкалье) / Г.С.Рипп, А.Г.Дорошкевич, И.А.Избродин и др. // Геохимия. № 4. 2014. С. 302–310.
8. *Карбонатиты.* – М.: Изд-во «Мир», 1969.
9. *Карбонатиты* Центральной Тувы: геологическое строение, минеральный и химический состав / А.В.Никифоров, А.В.Болонин, А.М.Сугоракова и др. // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 4. С. 360–382.
10. *Объяснительная* записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200 000 по листу М-48-VI Селенгинской серии / В.С.Платов, В.Г.Терещенков, А.А.Савченко и др. – М.–СПб., 2000.
11. *Ошурковский* базитовый плутон: хронология, изотопно-геохимические и минералогические особенности, условия образования // Г.С.Рипп, И.А.Избродин, А.Г.Дорошкевич и др. – Новосибирск.: ГЕО СО РАН, 2013.
12. *Патрахина А.В., Ходырева Е.В.* Геохимические особенности руд апатит-магнетитового месторождения Северный Гурвунур (Западное Забайкалье) // Мат-лы III Всероссийской Байкальской молодежной научной конференции по геологии и геофизике. – Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2015. С. 238–240.
13. *Рампилов М.О., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г.* Особенности редкометалльной минерализации в альбититах и альбитизированных гранитах на площади Ангаро-Витимского батолита // Руды и металлы. 2009. № 6. С. 29–36.
14. *Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., Дорошкевич А.Г.* Минеральный состав и геохимические особенности карбонатитов проявления Пограничное (Северное Прибайкалье) // Труды третьего международного семинара: «Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма». – Иркутск–Хабаровск, 2003. С. 88–108.
15. *Позднемезозойские* карбонатиты Западного Забайкалья / Г.С.Рипп, О.В.Кобылкина, А.Г.Дорошкевич и др. – Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000.
16. *Doroshkevich A.G.* The Arshan REE carbonatites, Southwestern Transbaikalia, Russia: mineralogy, paragenesis and evolution // Canad. Mineral. 2008. Vol. 46. P. 1223–1239.
17. *Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Moore K.R.* Genesis of the Khaluta alkaline-basic Ba-Sr carbonatite complex (West Transbaikalia, Russia) // Miner. Petrol. 2010. Vol. 98. P. 245–268.
18. *Fleck R.J., Sutter J.E., Elliot D.H.* Interpretation at discordant <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar age-spectra at Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. Vol. 41. P. 15–32.
19. *Hydrothermal* REE fluorocarbonate mineralization at Barra do Itapirapua, a multiple stockwork carbonatite, Southern Brazil / R.Excelso, E.R.Gaston, B.G.Enrich and Celso // Canad. Mineral. 2008. Vol. 46. P. 901–914.
20. *Hydrothermal* REE mineralisation in the Amba Dongar carbonatite complex, Gujarat, India / A.G.Doroshkevich, S.G.Viladkar, G.S.Ripp, M.V.Burtseva // Can. Min. 2009. Vol. 47. P. 957–968.
21. *Mc Donough W. F., Sun S.-s.* The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120. P. 223–253.
22. *Phlogopite* and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: petrogenetic constrains and implication for mineral-chemistry Systematics / J.A.Brod, I.C.Gaspar, de D.P.Araigo et. al. // J. Asian Earth Sci. 2001. Vol. 19. P. 265–296.
23. *Sharp Z.D.* A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. Vol. 54. P. 1353–1357.
24. *Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. – London, 1989. P. 313–345.
25. *Wall F., Barreiro B.A., Spiro B.* Isotopic evidence for late-stage processes in carbonatites: rare earth mineralization in carbonatites and quartz rocks at Kangankunde, Malawi // Mineral. Mag. 1994. Vol. 58A. P. 951–952.
26. *Wambeke L.V.* The Karonge Rare Earth Deposits, Republic of Burundi: New Mineralogical – Geochemical data and Origin of the mineralization // Mineral. Dep. 1977. Vol. 12. P. 373–380.
27. *Zheng Y.-F.* Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993a. Vol. 57. P. 1079–1091.
28. *Zheng Y.-F.* Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates // Earth Planet. Sci. Lett. 1993b. Vol. 120. P. 247–263.



### Особенности структурно-формационного формирования мезозойских алмазоносных отложений

Н.Н.ЗИНЧУК (Западно-Якутский научный центр Академии наук Республики Саха (Якутия) (ЗЯНЦ АН РС (Я)); 678170, г. Мирный, Чернышевское шоссе, 16)

Комплексные исследования древних кор выветривания (КВ) на терригенно-карбонатных породах, долеритах, туфогенных образованиях и кимберлитах, а также продуктов их перебива в мезозойских осадочных толщах основных алмазоносных районов Сибирской платформы позволили восстановить особенности их структурно-формационного формирования. Отмечено, что для мезозойского времени в целом характерны специфические особенности перебива и переотложения продуктов различных кор выветривания, обусловленные развитием в алмазоносных регионах различных структурно-формационных зон.

*Ключевые слова:* структурно-формационные зоны, коры выветривания, мезозойские отложения, Сибирская платформа.

Зинчук Николай Николаевич



nzninchuk@rambler.ru

### Specific features of structural-formation generation of ancient mesozoic diamondiferous deposits

N.N.ZINCHUK (West-Yakutian Scientific Centre of RS (Y) AS, Mirny)

Complex research of ancient crusts of weathering on terrigenous-carbonate rocks, dolerites, tufo-gene formations and kimberlites, also products of their rewashing in Mesozoic sedimentary thick layers of main diamondiferous regions of the Siberian platform allowed restoring specific features of their structural-formation generation. It was noted that specific features of rewashing and re-deposition of various crusts of weathering products are typical of Mesozoic time and conditioned by the development of various structural-formation zones in diamondiferous regions.

*Key words:* structural-formation zones, crusts of weathering, Mesozoic deposits, Siberian platform.

В разрезе мезозойских осадочных отложений одного из главных алмазоносных районов Сибирской платформы (СП) – Малоботуобинского – выделяются [2–4, 10, 12, 14] рэт-геттангские, синемюрские, нижнеплинсбахские, верхнеплинсбахские и тоарские образования. Они характеризуются специфическими условиями формирования, обусловленными тем, что Ботуобинское поднятие, как единая положительная структура региона, практически перестала существовать, и произошла инверсия. Так, юго-восточная часть этого поднятия, являвшаяся в позднем палеозое–раннем триасе областью денудации, была погружена при образовании Ангаро-Вилкойского наложенного мезозойского прогиба (АВНМП), а северо-западная его часть, наоборот, испытывая тектоническое воздымание, слилась со смежным юго-восточным крылом Тунгусской верхнепалеозойской синеклизы (ТВС) и вместе с ним превратилась в область денудации (трапповое плато). Это обусловило развитие в пределах Малоботуобинского алмазоносного района (МБАР) двух структурно-формационных зон – юго-восточной

и северо-западной (рисунки 1 и 2), отвечающих по местоположению соответствующим зонам предыдущего (позднепалеозойского) этапа, но имеющих обратную направленность тектонических движений [2, 12, 16]. Обе зоны развивались до конца ранней юры (до конца раннеплинсбахского времени). Границей между ними служила система разломов северо-восточного простирания, унаследованная от позднепалеозойского этапа. Необходимо отметить однообразный литологический состав рассматриваемых отложений в каждой из выделенных структурно-формационных зон. Однако для континентальных отложений отмечаются основные различия. Так, в юго-восточной зоне выделяются аллювиальные песчано-галечные фации рэт-геттанга и синемюра общей мощностью 120 м, которым в северо-западной зоне соответствуют песчано-глинистые осадки озёрных водоёмов и небольших водотоков с продуктами переотложения КВ мощностью около 100 м (отложения рэт-геттанга, синемюра и нижнего плинсбаха). Выше залегают существенно песчаные прибрежно-морские образования; в юго-восточной зоне это

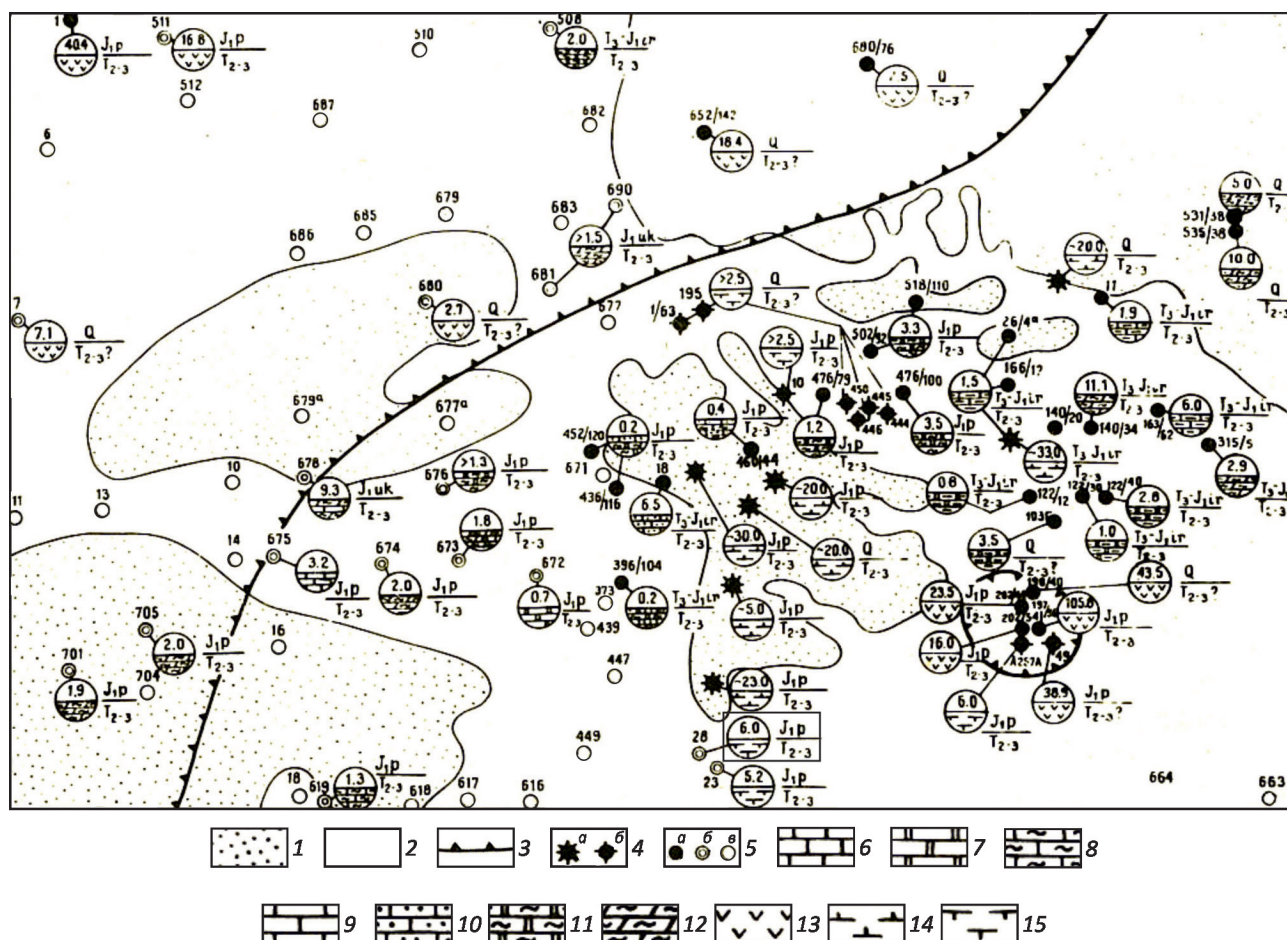


Рис. 1. Карта изученности (фрагмент) кор выветривания среднего–верхнего триаса:

терригенно-карбонатные породы: 1 – устькутской свиты нижнего ордовика, 2 – илгинской свиты верхнего кембрия, 3 – область максимального распространения пород трапповой формации нижнего триаса; 4 – трубы взрыва: а – кимберлитов, б – пород трапповой формации; 5 – скважины (и их номера), по которым кора выветривания: а – изучена, б – не изучена, в – не установлена; 6 – известняки; 7 – доломиты; 8 – известняки глинистые и глины известковистые; 9 – известняки алевроитистые, алевролиты известковистые; 10 – известняки песчанистые; 11 – доломиты глинистые; 12 – мергели; 13 – долериты; 14 – кимберлиты; 15 – агломератовые туфы и туфобрекчи основного состава; обозначения в кружках: числитель – индекс возраста перекрывающих кору выветривания отложений, знаменатель – индекс возраста коры выветривания; в верхнем секторе круга – мощность коры выветривания в метрах, в нижнем – породы субстрата

осадки плинсбахского яруса мощностью до 100 м, а в северо-западной только отложения верхнего плинсбаха мощностью до 50 м. Перекрываются они единой для обеих зон толщей морских глинистых осадков (до 65 м) тоарского яруса, которые подчёркивают общее малоамплитудное погружение района.

Именно сейчас достоверное стратиграфическое расчленение литологически однообразных, фациально изменчивых, бедных органическими остатками и не имеющих четких корреляционных признаков верхнетриасово-нижнеюрских отложений МБАР имеет большое значение при геологическом картировании и поисковых работах на алмазы, поскольку здесь прово-

дится оценка остаточных перспектив алмазоносности. Существующая схема расчленения осадков мезозоя в целом отражает геологическое строение региона, однако к ней имеется несколько принципиальных вопросов, требующих незамедлительного решения. Во-первых, не учитывается развитие в рэтско-раннеплинсбахское время двух структурно-формационных областей (зон): юго-восточной, охватывающей центральную часть АВНМП, и северо-западной, занимающей его северо-западный борт. Это привело к тому, что имеющаяся легенда фактически является таковой только для первой зоны, а для второй фациальные и возрастные аналоги выделяемых в ней геологических тел как бы

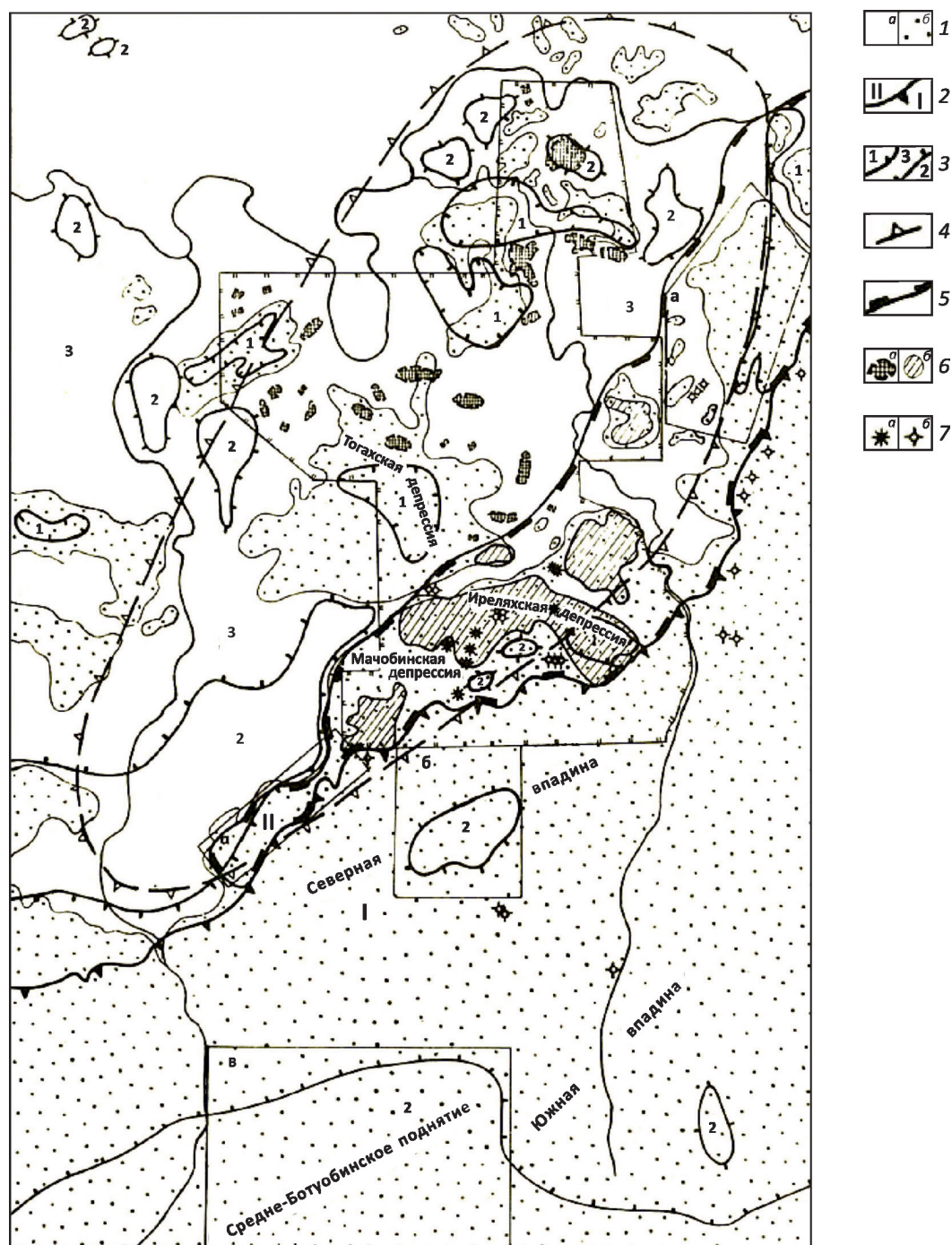


Рис. 2. Карта поверхностей средне-позднетриасового выравнивания и кор выветривания Малоботубинского алмазоносного района:

1 – поверхности выравнивания и развитые на них коры выветривания среднего–верхнего триаса, в значительной степени уничтоженные более поздними денудационными процессами; а – перекрытые верхнетриасовыми–нижнеюрскими отложениями, б – отпрепарированные; 2 – граница двух структурно-формационных зон: I – юго-восточной, территориально совпадающей с центральной частью Ангаро-Вилуйского прогиба, II – северо-западной, охватывающей северо-западный борт этого прогиба, преимущественно трапповое плато; 3 – площади, в пределах которых условия для развития и сохранения кор выветривания и продуктов их ближнего переотложения были неблагоприятными (1), благоприятными (2) и весьма благоприятными (3); 4 – граница Нижне-Ботубинского неотектонического поднятия; 5 – граница площади распространения преимущественно терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя; 6 – поля развития кор выветривания: а – на долеритах и туфах нижнего триаса, б – на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя; 7 – трубки взрыва: а – трапповых и б – кимберлитовых пород



выпадают. Исключение составляет укугутская свита, по аналогии с которой в последнее время в северо-западной зоне выделена юлегирская свита. Во-вторых, искусственное объединение в одну вакунайкинскую свиту верхнеплинсбахских и тоарских отложений, по всем параметрам соответствующим двум самостоятельным свитам. Так, до 1961 г. при проведении геологической съемки масштаба 1:50 000 и поисково-разведочных работ в районе использовалась схема расчленения нижней юры, установленная по результатам геологосъемочных работ масштаба 1:200 000, в которой пресноводные нижнеюрские отложения района расчленялись [2, 10] на две пачки: нижнюю (40 м) конгломератовую и верхнюю (60 м) песчаную. В 1960 г. Г.Х.Файнштейн, М.М.Одинцова и О.К.Смирнова выделили иреляхскую свиту рэт-геттанга, залегающую под пресноводными галечно-песчаными отложениями синемюра. В процессе проведения геологического картирования [3] в бассейне р. Южный Чуоналыр (левобережное верховье р. Малая Ботуобия) в 1961 г. впервые для района было установлено, что отложения укугутской свиты, в составе которой выделено три горизонта, перекрываются прибрежно-морскими существенно песчаными образованиями (до 80 м) верхнего плинсбаха, а вверх по разрезу – глинистыми с прослоями известняков морскими осадками (45 м) тоарского яруса. В последних обнаружены обилие фауны и богатый комплекс микрофауны, который, по заключению А.А.Герке (НИИГА), представляет большой интерес, так как содержит много видов ранее неизвестных в отложениях Северной Сибири и даже всей территории России. Именно такое расчленение рэт-нижнеюрских отложений региона было принято в проекте Легенды для геологических карт масштаба 1:50 000, в которой только выделенные в 1961 г. три горизонта укугутской свиты возводились в ранг подсвиты.

Последующими исследованиями были установлены региональный размыв в основании верхней подсвиты укугутской свиты и трансгрессивное залегание на доюрских породах, что дало основание рассматривать её в качестве самостоятельной стратиграфической единицы раннего плинсбаха и устранило неоднозначность в определении границ укугутской свиты и верхнего плинсбаха. Дальнейшими исследованиями было установлено [2, 10, 12, 14] развитие на рассматриваемой территории в рэтско-раннеплинсбахское время двух структурно-формационных зон: юго-восточной (центральная часть АВНМП) и северо-западной (северо-западный борт этого прогиба). В пределах первой зоны в рэтско-синемюрское время сформировалась мощная (до 120 м) песчано-галечная аллювиальная толща, а в раннеплинсбахское – прибрежно-морская песчаная (50 м). В то же время в северо-западной зоне в локальных депрессиях (Маччобинская, Иреляхская и др.) накапливались песчаные, алевроито-глинистые отложения деллювиально-пролювиальных, пролювиально-аллюви-

альных, озёрных и озёрно-болотных фаций общей мощностью около 100 м (Тогахская депрессия). В позднеплинсбахское и тоарское время в обеих зонах формировались единые для них соответственно прибрежно-морские песчаные и морские глинистые осадки.

При проведении алмазопоисковых и геологосъемочных работ в центральной части АВНМП (бассейн верхнего течения р. Малая Ботуобия) существовавшая в то время схема расчленения пород рэт-нижней юры (иреляхская свита рэт-геттанга, укугутская свита синемюра, отложения нижнего, верхнего плинсбаха и тоарского яруса) вполне удовлетворяла, так как она базировалась в основном на результатах изучения разрезов мезозоя, вскрытых именно в этой части прогиба (юго-восточная структурно-формационная зона). Однако было одно несоответствие – в бассейне р. Бойдомон (левый приток верхнего течения р. Малая Ботуобия) под укугутской свитой были впервые для региона вскрыты песчано-галечные образования рэт-геттанга, а в проекте Легенды иреляхская свита имела более тонкий песчано-глинистый состав. Это было обусловлено тем, что в изученном разрезе мезозойских отложений бассейна верхнего течения р. Южный Чуоналыр, который лёг в основу упомянутой Легенды, под укугутской отсутствовали осадки иреляхской свиты. Поэтому последняя была введена в неё из северо-западной зоны, где она впервые выделена и детально изучена. Чтобы ликвидировать указанное несоответствие была составлена новая рабочая Легенда [2], в которой вместо иреляхской свиты вводилась бойдомонская, укугутская оставалась в прежнем объеме, отложения нижнего плинсбаха выделялись в новую оруктахскую свиту, а верхнеплинсбахские и тоарские образования искусственно объединялись в одну вакунайкинскую свиту. Фактически получалась схема расчленения рэт-нижнеюрских отложений для юго-восточной структурно-формационной зоны. Поэтому для дальнейших исследований чаще всего использовалась стратиграфическая схема, в которой рэт-нижнеюрские отложения остались практически в прежнем объеме, за исключением того, что для северо-западной зоны была выделена новая юлегирская свита (возрастной аналог укугутской свиты юго-восточной зоны). В то же время подобных возрастных аналогов для бойдомонской и оруктахской свит в ней не предложено.

Объединение прибрежно-морских песчаных образований верхнего плинсбаха и морских глинистых осадков тоарского яруса, имеющих свои индивидуальные стратотипы в районе, которые хорошо картируются и охарактеризованы богатым комплексом руководящих форм фауны и микрофауны, в вакунайкинскую свиту является нарушением стратиграфического кодекса и объема свиты [2]. Даже при геологической съемке масштаба 1:200 000 тоарские отложения выделялись в самостоятельную стратиграфическую единицу. Причем за



стратотип вакунайкинской свиты взят разрез из другой структурно-формационной зоны, расположенной западнее рассматриваемой территории на расстоянии около 200 км. Возможно, в этой зоне верхнеплинсбахские и тоарские отложения следует объединять в одну свиту, но делать так в МБАР нельзя [2, 10]. Поэтому при составлении новой легенды необходимо для северо-западной зоны восстановить иреляхскую свиту (возрастной аналог бойдомонской) и выделить маччобинскую (возрастной аналог оруктахской), а также разделить образования вакунайкинской свиты на две новые: хататскую (верхнего плинсбаха) и чуоналырскую (тоара). Предложенные названия, рекомендованные для выделения новых свит, соответствуют названиям рек, в бассейнах которых вскрыты их стратотипические разрезы [2].

Накоплению *верхнетриасово-нижнеюрских отложений* и их продуктивных горизонтов предшествовала одна из наиболее значительных эпох выветривания – средне-позднетриасовая (см. рисунки 1 и 2). В настоящее время КВ на терригенно-карбонатных породах сохранилась от размыва (рис. 3) в виде небольших по размерам (7–10 км<sup>2</sup>) полей под верхнетриасово-нижнеюрскими отложениями преимущественно в северо-западной структурно-формационной зоне. Конец среднего триаса характеризуется заложением АВНМП, что привело к усилению эрозионных процессов и формированию дорэтского рельефа. В начале *рэт-геттангского* осадконакопления образовались две ландшафтные зоны. Так, в центральной, приосевой части АВНМП существовала обстановка аллювиальной равнины (рис. 4) с обильным привнесением чуждого району крупнообломочного материала, что практически исключало здесь формирование россыпей алмазов промышленного значения. На склоне траппового плато отмечалась обстановка денудационно-аккумулятивной равнины, в пределах которой наблюдалось начало развития водотоков, сносивших большое количество местного обломочного материала [5–9, 15]. Это способствовало формированию делювиально-пролювиальных и пролювиально-аллювиальных фаций, участками обогащённых туфовым материалом. В районе структурной террасы (Мирнинское поднятие) в период накопления осадков этой ландшафтной зоны происходило дальнейшее развитие существовавших здесь локальных депрессий (Иреляхская, Маччобинская, Тогахская), размыв КВ и накопление делювиальных, пролювиальных отложений по их пологим склонам (см. рис. 4). Эти отложения представлены в основном карбонатными глинами с дресвой, щебнем и глыбами выветрелых терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя и редкой примесью гравия и гальки чуждых району пород, поступавших за счёт размыва верхнепалеозойских образований. Мелкие изолированные впадины выполнялись глинистыми осадками. Пролувиально-делювиальные отложения, характеризующиеся [9] присутствием большого количества вторичных минералов

(паралуоминит, алюминит и др.), имеют небольшую мощность вследствие последующего размыва при формировании перекрывающих толщ. Алмазы среди этого типа отложений, обогащённых продуктами перемыва и переотложения КВ, концентрируются, как правило [11], только вблизи кимберлитовых тел или верхнепалеозойских россыпей. С удалением от этих источников содержание алмазов обычно падает, что обусловлено, по-видимому, незначительным их превышением над дном депрессий. В пределах траппового плато по тектоническим нарушениям формировались водотоки, по которым развивалась обстановка низкой денудационной равнины с усиленным размывом и выносом разрушенного материала за пределы этой ландшафтной зоны (см. рисунки 1 и 2).

В конце рассматриваемого времени наступает второй этап накопления рэт-геттангских отложений, характеризующийся на большей части района развитием озёрной и озёрно-болотной равнины (см. рис. 4). Об этом свидетельствуют сохранившиеся от размыва в центральной части прогиба и полные на его северо-западном борту разрезы глин, алевролитов, реже тонкодисперсных песков с листоватой слоистостью. Периодичность усиления эрозии обусловила и ритмичность осадконакопления. Каждый ритм характеризуется наличием в основании грубокластических отложений, а также зернистых образований периода стабилизации района. Породы, соответствующие времени усиления эрозионной деятельности, характеризуются плохой сортировкой слагающего материала. Представлены они глинистыми песками и песчанистыми глинами с примесью гравийно-галечного материала, линзами и маломощными прослоями галечников с большим количеством стяжений пирита и марказита, реже сидерита. Состав и характер отложений свидетельствует, что их накопление происходило в результате деятельности временных потоков, отлагавших обломочный материал в замкнутых пресноводных бассейнах застойного характера с непостоянным водным режимом. Физико-химическая обстановка бассейна неоднократно менялась от нейтральной и слабо восстановительной до резко восстановительной, что обуславливалось колебанием уровня водоёма за счёт притока свежих вод. При разложении органических остатков в условиях недостатка кислорода и избытка углекислоты в слабо восстановительной среде происходило образование сидерита. С увеличением восстановительной способности среды при наличии зоны сероводородного заражения образовалось значительное количество стяжений пирита и марказита.

Временные водотоки в конце рэт-геттангского времени обладали небольшой энергией и имели довольно широкую область питания, охватывающую не только кимберлитовые поля, но и верхнепалеозойские отложения. В периоды усиления эрозионной деятельности в локальных депрессиях (Иреляхская, Маччобинская, Тогахская) вблизи источников алмазов формировались

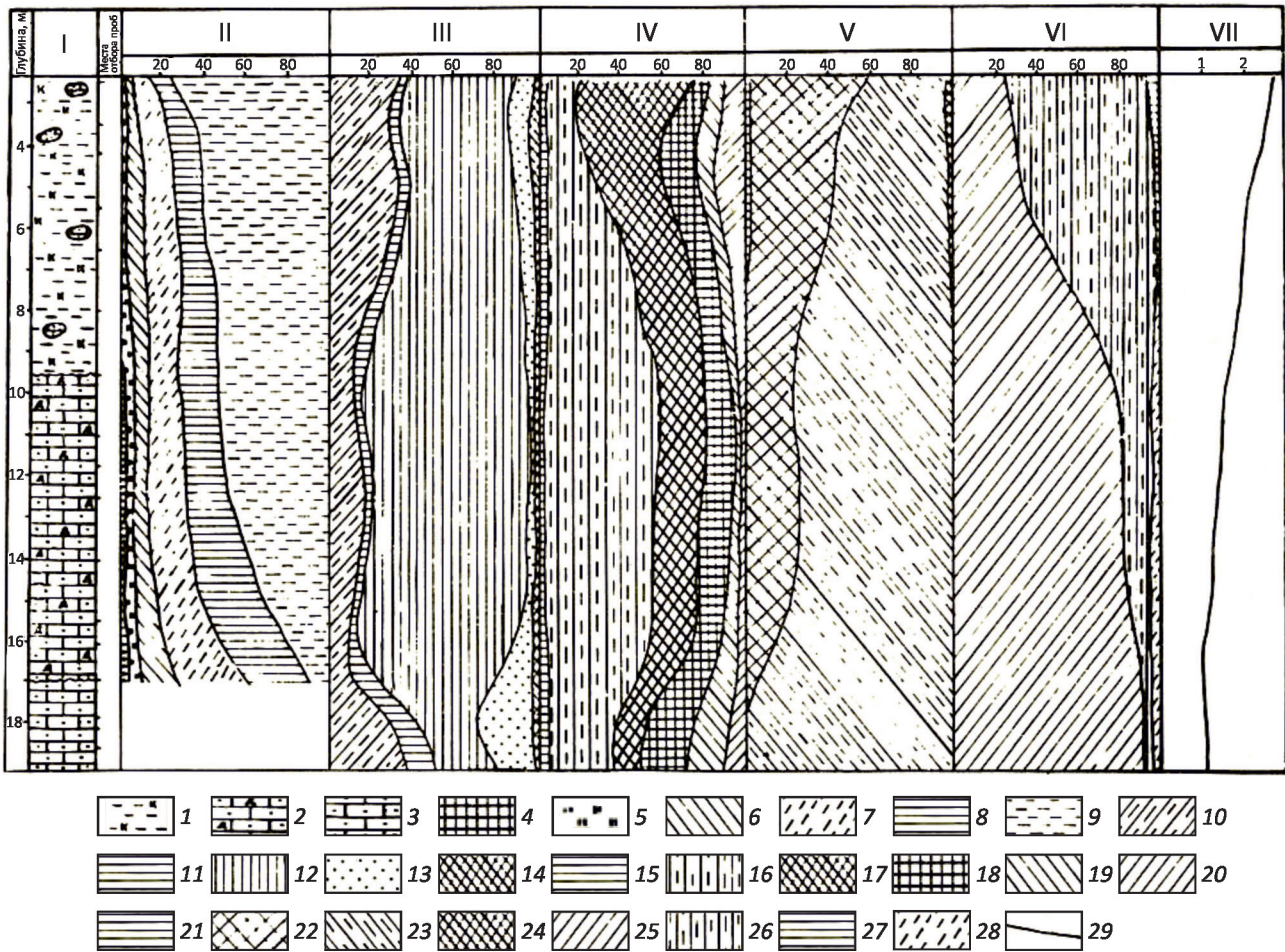


Рис. 3. Литологический разрез дораннеюрской коры выветривания терригенно-карбонатных пород:

I – литологическая колонка: 1 – выветрелые породы, 2 – дезинтегрированные породы, 3 – плотные карбонатные песчаники; II – гранулометрический состав (размеры фракций в мм): 4 – >0,5; 5 – 0,5–0,25; 6 – 0,25–0,1; 7 – 0,1–0,05; 8 – 0,05–0,01; 9 – <0,01 мм; III – минеральный состав легкой фракции 0,1–0,05 мм: 10 – кварц, 11 – полевые шпаты, 12 – слюдисто-глинистые и глинисто-железистые агрегаты, 13 – обломки пород, 14 – прочие минералы; IV – первичные минералы тяжелой фракции 0,1–0,05 мм: 15 – ильменит, 16 – магнетит, 17 – группа эпидота, 18 – турмалин, 19 – циркон, 20 – другие минералы; V – аутигенные минералы тяжелой фракции 0,1–0,05 мм: 21 – пирит, 22 – сидерит, 23 – гидроксиды железа, 24 – барит; VI – минеральный состав фракции <0,001 мм: 25 – гидрослюда, 26 – монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, 27 – каолинит, 28 – хлорит и хлорит-монтмориллонитовые смешанослойные образования; VII(29) – отношение интенсивностей межплоскостных расстояний J (10 Å):J (5 Å)

обогащённые ими горизонты (россыпи Водораздельные галечники, Дачная, Новинка и др.). Максимальные концентрации алмазов [1, 11, 13] и мощности продуктивного горизонта приурочены к склонам депрессий. В то же время в северо-западной части района (в пределах траппового плато) обстановка низкой денудационной равнины сменилась низкой денудационно-аккумулятивной равниной, что привело к накоплению делювиально-пролювиальных, пролювиально-аллювиальных осадков.

В самом начале синемюрского времени наступил период резкого погружения территории и размыва пород

прогиба, особенно в его центральных частях, во время которого эрозией были уничтожены и вынесены за пределы района значительные мощности рэт-геттангских и более древних пород. Это подтверждается наличием фрагментов эрозионных долин синемюрских водотоков, вскрывших породы среднего-верхнего кембрия. Причём вдоль северо-западного борта центральной части прогиба отмечается развитие пород нижнего ордовика. Превышение поверхности бровки этого борта над цоколем прогиба достигает 200–250 м (р. Хатат). Кроме того, установлено практически полное отсутствие КВ на поверхности цоколя центральной части



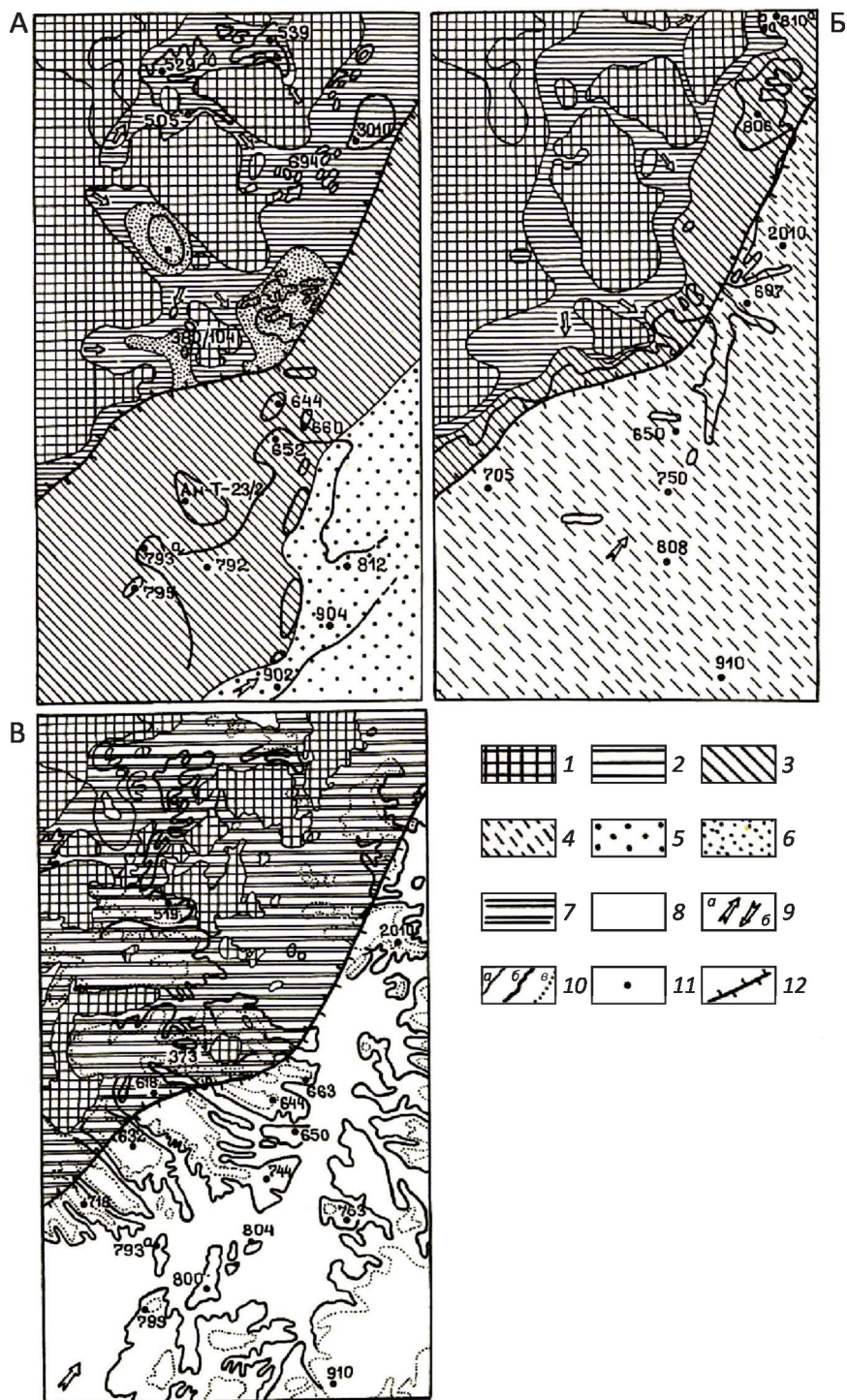


Рис. 4. Литолого-палеогеографические схемы мезозойских отложений Малобутубинского алмазоносного района:

А – рэт-геттангское, Б – раннелейасовое, В – плинсбахское время; равнины: 1 – холмистая, 2 – в начале века низменная денудационная, а в конце – денудационно-аккумулятивная, 3 – в начале века низменная денудационная, в конце – озёрная, 4 – озёрная, 5 – в начале века низменная аллювиальная, в конце озёрная, озёрно-болотистая, 6 – в начале века низменная денудационная, в конце озёрная и озёрно-болотистая, 7 – в начале века низменная озёрная, в конце – прибрежно-морская, 8 – в начале века прибрежно-аллювиальная, в конце – прибрежно-морская; 9 – направление сноса оболочечного материала: а – основные, б – местные; 10 – границы: а – площадей с разной палеогеографической обстановкой, б – свит, в – современного распространения отложений домерского подъяруса; 11 – скважина и её номер; 12 – границы структурно-формационных зон (северо-западной и юго-восточной)





северо-западного борта центральной части прогиба зафиксированы в отдельных пробах, отобранных из укугутских отложений в бассейне рек Хатат и Куччугуй-Еленг. Отмечается только [1] фоновая заражённость в виде единичных зёрен минералов-спутников алмаза (МСА) плохой сохранности. К тому же в пределах северо-западного борта прогиба в пролювиально-аллювиальных водотоках и озёрных отложениях депрессий устанавливаются содержания алмазов, местами в промышленных концентрациях.

Анализ материалов по плинсбахским отложениям позволяет в общих чертах восстановить условия их формирования и дать оценку перспектив россыпной алмазоносности. Так, в начале раннеплинсбахского времени произошла смена условий континентального осадконакопления прибрежно-морскими, начался период морской трансгрессии. В это время северо-восточная часть АВНМП стала со стороны ВМС постепенно покрываться морем, образуя глубоко вдающийся в западном направлении залив. Море наступало на низменную аллювиальную равнину, сформировавшуюся в синемюрское время, и нивелировало здесь очень слабо расчленённый рельеф. В северо-западной части района, совпадающей с бортом прогиба, где отмечается возвышенное трапповое плато и широко развиты верхнепалеозойские кластические породы и туфогенные образования нижнего триаса, существовавший здесь эрозионный рельеф также нивелировался, а в депрессиях формировались осадки озёрных водоёмов (см. рис. 4).

Позднеплинсбахское время по сравнению с раннеплинсбахским характеризуется ещё большим продвижением моря на сушу и более значительным размывом подстилающих пород прежде всего в северо-западной части района, что подтверждается наличием здесь довольно мощного базального горизонта галечников, крупнообломочный материал которого в основном состоит из местных (подстилающих) пород. Источником кластического материала плинсбахских отложений являлись привносимые водотоками в значительном количестве осадки с областей питания, а частично, особенно для базальных слоёв, переработанные в прибрежно-морских условиях подстилающие и ближайшего обрамления породы. Область распространения речных дельт, питавших морские осадки плинсбаха кластическим материалом, была значительно западнее рассматриваемого района. Как уже отмечалось, в ранне- и позднеплинсбахское время вокруг островов, вдоль береговых валов и береговой линии северо-западного борта прогиба происходила значительная абразия слагающих этот борт пород. Естественно, что в местах выхода здесь на дневную поверхность источников алмазов они также подвергались размыву. Об этом свидетельствует наличие индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) в базальных горизонтах рассматриваемых отложений, в первую очередь верхнеплинсбахского подъяруса, причём на отдельных локальных участках в базаль-

ном горизонте последнего установлены их ещё более высокие концентрации. А на юге района (приосевая часть АВНМП) в плинсбахское время источники алмазов уже были перекрыты мощной толщей укугутского аллювия, и осадки нижнеплинсбахского подъяруса легли на данную толщу без значительного размыва. Поэтому здесь отсутствовали условия для формирования россыпей алмазов.

В тоарское время рассматриваемая территория была морским бассейном. Даже возвышенные участки северо-западной части МБАР, сложенные траппами, являлись сублиторалью тоарского моря. Об этом свидетельствует их сильно сглаженная, отпрепарированная поверхность, отсутствие в настоящее время на ней обломков траппов, а также залегание сохранившихся от размыва отложений тоара на самых высоких гипсометрических отметках района. Рельеф дна тоарского моря в этой части района был расчленённым, а на остальной территории (центральная часть прогиба) – выровненным. Вначале осадконакопление происходило в относительно более глубоководных условиях, чем в позднеплинсбахское время, что подтверждается наличием в нижней пачке отложений пелитового состава. Позднетоарское время характеризуется началом периода регрессии моря и образованием песчано-алевритовых пород (верхняя регрессивная пачка). Смена условий осадконакопления происходила постепенно. На основании интерпретации данных гранулометрических анализов удалось выделить [12] следующие типично морские фации: спокойной воды, «мутных» морских течений, местами глубокой части моря, поднятых частей шельфа и частично «направленных течений». Всё это свидетельствует о том, что образование тоарских отложений происходило преимущественно в условиях неглубокой части моря, при некотором влиянии слабых направленных течений. Указанные специфические условия вызваны распространением тоарского моря из ВМС на юго-запад в виде относительно обособленного неглубокого залива, занимавшего всю площадь северо-восточной части АВНМП. Судя по отсутствию грубообломочного материала в разрезах характеризуемых отложений, размыв окружающей тоарское море территории был незначительным. В тоарское время сложились неблагоприятные условия формирования россыпей алмазов, что подтверждается отрицательными результатами опробования. Кроме того, в данное время практически все источники алмазов были уже перекрыты более молодыми породами, и происходило лишь их дальнейшее захоронение.

В МБАР в верхнетриасово-нижнеюрских отложениях сформировался только один шлейф разноса минералов-спутников алмаза и самих алмазов, образовав Ирелях-Маччобинское минералогическое поле ореолов рассеяния кимберлитовых минералов [1, 12]. Вытянуто оно в северо-восточном направлении в пределах структурной террасы (Мирнинское поднятие). В то же время

практически все ореолы этого поля располагаются в пределах Иреляхской депрессии и на восточном борту Маччобинской (см. рис. 4), тяготея к известным на сегодня кимберлитовым телам района, которые приурочены к разломам Вилуйско-Мархинской зоны: к Кюеляхскому – трубка Интернациональная; к Западному – трубки имени XXIII съезда КПСС, Амакинская, Таёжная и дайки – Ан-21, Южная; к Параллельному – трубки Мир, Спутник и Дачная. Следует подчеркнуть, что ореолы МСА протягиваются от трубок в направлении центральной части АВНМП, подчёркивая тем самым направление рэт-геттангских водотоков, сносивших терригенный и алмазоносный материал с Мирнинского поднятия в основной палеоводоток этой части прогиба. Концентрация индикаторных минералов кимберлитов в ореолах Ирелях-Маччобинского поля достигает нескольких тысяч зёрен на шлиховую пробу объёмом 10 л разного размера, в основном 1–2 мм, и различной степени сохранности, включая и первичные потоки их рассеяния. Наибольшие содержания и качество ИМК отмечаются в пределах россыпей алмазов, а по их обрамлению постепенно уменьшаются. Ярким примером в этом плане является россыпь Водораздельные галечники, расположенная в пределах Иреляхской депрессии и отходящая от трубок Мир и Спутник [1, 11]. Причём установлено, что верхнетриасово-нижнеюрские отложения заражены МСА не только вследствие синхронного размыва кимберлитов, но и за счёт переотложения их из верхнепалеозойских отложений. Подобная ситуация отмечается и для современного потока кимберлитовых минералов трубок Мир и Спутник. Так, в начале потока в логе Хабардина, размывающем эти трубки, ассоциация МСА соответствует трубочным и формируется за счёт прямого размыва кимберлитов. Далее по р. Ирелях, в которую впадает данный лог, появляется значительная доля кимберлитовых минералов со следами гипергенной коррозии и механического износа к устью этой реки. Поставщиком корродированных минералов служат терригенные отложения поздне-раннеюрского возраста.

Изучение раннеюрского коллектора кимберлитовых минералов трубок Мир и Спутник, развитого к востоку от них, позволило также установить [1, 2] две группы МСА, поступившие за счет синхронного осадконакоплению размыва кимберлита и переотложенные из более древнего коллектора, находящегося на этой территории. В основании нижнеюрских отложений обнаружен маломощный первичный поток рассеяния трубок. В пробе из нижней части его разреза присутствуют псевдоморфозы по оливину второй генерации, чешуйки флогопита, обломки кимберлита. Пиропы трещиноваты, на них сохранились корочки хлорита и реликты келифитовой каймы. На пикроильмените наблюдаются примазки связующей массы кимберлита. Эти признаки указывают на прямой размыв кимберлитового тела. Для пиропы характерны признаки гипергенного раство-

рения, свидетельствующие о формировании данной части потока рассеяния за счет размыва верхних горизонтов триасовой коры выветривания кимберлита. Выше по разрезу потока рассеяния коррозия на пиропе исчезает. Очевидно, верхняя часть КВ кимберлита на момент формирования соответствующей ей части потока была денудирована, и в размыв вовлекались более глубокие её уровни, содержащие минералы без видимых признаков гипергенеза [1].

Наряду с продуктами прямого размыва кимберлита во всем разрезе раннеюрского погребённого потока рассеяния присутствует другая группа минералов, глубоко корродированных, с признаками механического износа, развивавшегося по поверхностям растворения. Минералы данной группы широко распространены в нижнеюрских отложениях и за пределами первичного потока рассеяния, где они резко преобладают над продуктами прямого размыва кимберлитов. Такое большое (96–100%) количество корродированных минералов в ореоле рассеяния невозможно объяснить денудацией только триасовой коры выветривания кимберлита. К тому же в гранулометрических классах крупнее 1 мм 35–70% корродированных минералов имеют признаки механического истирания, несвойственного фациальным условиям поздне-раннеюрского осадконакопления (делювиально-пролювиальным, озёрно-болотным), и признаки, свидетельствующие о незначительной удалённости коренного источника. Механическому износу и предшествовавшему ему гипергенному растворению минералы этой группы подверглись ещё до рэт-раннеюрской эпохи денудации трубок Мир и Спутник. Их источником были, вероятно, верхнепалеозойские отложения, развитые на данной территории и размываемые до и в процессе верхнетриасово-раннеюрского осадконакопления [9].

Таким образом, в поздне-раннеюрском ореоле рассеяния МСА трубок Мир и Спутник присутствуют две группы кимберлитовых минералов. Одна из них формировалась за счет прямого размыва кимберлита, другая, значительно преобладающая, переотложена из более древнего коллектора, источником питания которого, судя по типоморфным особенностям минералов, были эти же трубки. Ореолы подобного строения установлены и вблизи других трубок района (см. рис. 4). Такое положение необходимо учитывать при поисках кимберлитовых тел по подобным ореолам с неизвестными коренными источниками.

Проведённый анализ распространения алмазов и ИМК в разрезе верхнетриасово-нижнеюрских отложений свидетельствует о том, что кроме известных россыпей и ореолов МСА, вдоль северо-западного борта центральной части АВНМП в песчано-галечных отложениях установлены эти минералы и алмазы, местами в повышенных концентрациях. Так, от трубки Таёжная до р. Юлегир вдоль верхней части указанного борта отмечается поток их рассеяния, а от последней до р. Малая

Ботуобия фиксируются алмазы, по отдельным пробам с промышленными содержаниями (участок Конный и в укугутском плотике террасовой россыпи Горная). Этот поток – своеобразное продолжение шлейфа алмазов россыпи Глубокая. Его следовало бы изучить, поскольку в зоне пересечения его р. Ирелях отмечается увеличение содержания алмазов современной россыпи этой реки. В начале 1960-х годов пытались оценить данный поток на участке Конный. Он прослеживается на 10–15 км с повышенными концентрациями на отдельных участках (например, на участке Таборный в одной скважине зафиксированы аномально высокие содержания МСА), а в верховье ручья Глубокий в отдельных пробах из шурфов – алмазы. Значит, имеется их поступление из неизвестного коренного источника. В то же время на пути подобных шлейфов МСА и алмазов отмечаются локальные участки (аккумулятивные ловушки) с их повышенными содержаниями. В практике поисковых работ на таких участках (например, участок Чуоналыр-Еленгский) обычно проводятся поисковые работы, что ведёт к лишним затратам средств и времени. В таких случаях необходимо сначала проследить саму дорожку кимберлитовых минералов по редкой сети и определить предполагаемое нахождение их первоисточника, то есть головку ореола, где затем и сконцентрировать поиски.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.* Поисковая минералогия алмаза. – Новосибирск: ГЕО, 2010.
2. *Борис Е.И., Зинчук Н.Н.* Структурно-формационные и генетические особенности формирования продуктивных отложений верхнего палеозоя и мезозоя бассейна среднего течения в связи с поисками месторождений алмазов // Геология алмазов – настоящее и будущее. Геологи к 50-летию Юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России. – Воронеж: ВГУ, 2005. С. 1339–1361.
3. *Геология, вещественный состав, условия образования и перспективная оценка отложений иреляхской свиты Мало-Ботуобинского алмазоносного района Западной Якутии / И.Н.Иванов, Н.Н.Зинчук, Е.И.Борис и др.* – М.: ВИНТИ, 1976.
4. *Зинчук Н.Н.* Литология верхнеплинских отложений Мало-Ботуобинского района Западной Якутии. – М.: ВИНТИ, 1974.
5. *Зинчук Н.Н.* О выделении новых генетических типов иреляхских отложений на правом берегу реки Малая Ботуобия (Западная Якутия) // *Новости геологии Якутии.* 1978. № 4. С. 67–72.
6. *Зинчук Н.Н.* О стратиграфической приуроченности, диагностике и генезису каолинита в мезозойских терригенных отложениях Мало-Ботуобинского района (Западная Якутия) // *Известия ВУЗов. Геология и разведка.* 1976. № 12. С. 27–35.
7. *Зинчук Н.Н.* Особенности распределения глинистых минералов в мезозойских алмазоносных отложениях Западной Якутии // *Известия ВУЗов. Геология и разведка.* 1981. № 10. С. 38–44.
8. *Зинчук Н.Н.* Об основных источниках глинистых минералов в мезозойских континентальных алмазоносных отложениях Западной Якутии // *Геология и геофизика.* 1982. № 8. С. 81–90.
9. *Зинчук Н.Н.* Постмагматические минералы кимберлитов. – М.: Недра, 2000.
10. *Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Стегницкий Ю.Б.* Структурно-формационное и минерагенетическое районирование территорий развития погребенных кор выветривания и продуктов их переотложения в алмазоносных регионах (на примере Якутской кимберлитовой провинции) // *Геология и геофизика.* 1998. Т. 39. № 7 С. 950–964.
11. *Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.* Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003.
12. *Литология древних осадочных толщ в районах развития кимберлитового магматизма / Н.Н.Зинчук, В.А.Хмелевский, Е.И.Борис, Р.А.Затхей.* – Львов: ЛГУ, 1985.
13. *Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии / А.П.Бобривич, И.П.Илупин, И.Т.Козлов и др.* – М.: Недра, 1964.
14. *Состав, условия формирования отложений иреляхской свиты / И.Н.Иванов, Н.Н.Зинчук, Е.И.Борис, В.А.Хмелевский // Советская геология.* 1977. № 5. С. 148–165.
15. *Рожков И.С., Михалев Г.П., Зарецкий Л.М.* Алмазоносные россыпи Мало-Ботуобинского района Западной Якутии. – М.: АН СССР, 1963.
16. *Рубенчик И.Б., Осипова З.В.* Палеогеографическая обстановка накопления рэт-лейасовых алмазоносных отложений Мало-Ботуобинского района (Западная Якутия) // *Геология и геофизика.* 1977. № 6. С. 150–157.

## Разломная тектоника Япономорской впадины

Л.А.ИЗОСОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук (ТОИ ДВО РАН); 690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43),  
 В.И.ЧУПРЫНИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский институт географии Дальневосточного отделения Российской академии наук (ТИГ ДВО РАН); 690041, Владивосток, ул. Радио, д. 7),  
 Ю.И.МЕЛЬНИЧЕНКО, Н.С.ЛИ, К.Ю.КРАМЧАНИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева (ТОИ ДВО РАН); 690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43)

Разломная тектоника Японского моря определяется тем, что в данном регионе существуют два структурных этажа: преимущественно мантийный (нижняя–средняя мантия) и литосферный. В первом глубинные разломы образуют тектонический каркас, сформированный в результате быстрых хрупких деформаций в жёстком субстрате. В пределах второго, тесно связанного в своём развитии с подстилающей его астеносферой, господствуют вихревые структурные линии.

На основе геолого-геофизических данных и материалов космической альтиметрии Япономорская впадина рассматривается как литосферная вихревая структура.

*Ключевые слова:* регматическая сеть, вихревая структура, сейсмолинеаменты, мантийный диапир.

Изосов Леонид Александрович  
 Мельниченко Юрий Иванович  
 Ли Наталья Сергеевна  
 Крамчанин Константин Юрьевич



izos@poi.dvo.ru  
 yumel@poi.dvo.ru  
 lee@poi.dvo.ru  
 altair@poi.dvo.ru

## Fault tectonics of the Sea of Japan basin

L.A.IZOSOV (Pacific Oceanological Institute V.I.Il'ichev, Far East branch, Russian Academy of Sciences),  
 V.I.CHUPRYNIN (Pacific Institute of geography, Far East branch of the Russian Academy of Sciences),  
 YU.I.MELNICHENKO, N.S.LEE, K.YU.KRAMCHANIN (Pacific Oceanological Institute V.I.Il'ichev, Far East branch, Russian Academy of Sciences)

The fault tectonics of the Sea of Japan is defined by the fact, that in this region there are two structural floors: mainly mantle (lower–average Mantle) and lithospheric. In the first deep faults, form the tectonic framework created as a result of fast friable deformations in a rigid substratum.

Within the second, intimately the bound in the development with the underlying asthenosphere, vortex structural lines dominate. Because of geological and geophysical data and materials of space altimetry, the Japanese depression consider as a lithospheric vortex structure.

*Key words:* Regmatic network, vortex structure, seismic lineaments, Mantle diaper.

Японское море в геологическом отношении является одним из наиболее изученных окраинных бассейнов Дальнего Востока. Разломной тектонике Япономорской впадины (ЯВ) посвящены многочисленные публикации российских и зарубежных учёных, таких как И.И.Берсенева, Н.П.Васильковский, Б.Я.Карп, В.М.Ковылин, Р.Г.Кулинич, Ю.В.Шевалдин, Ю.С.Липкин, Е.П.Леликов, Ю.Б.Евланов, В.Л.Безверхний, А.С.Сваричевский, К.И.Сигова, П.А.Строев, С.Уеда, Т.Кобаяси [3, 5, 7, 25].

Цель настоящей статьи – обобщение представлений о разломной тектонике Япономорской впадины с учё-

том данных современных исследований и разработок по этой проблеме авторов данной публикации, поставивших перед собой задачу на первом этапе исследования проанализировать имеющиеся обширные геоморфологические и геолого-геофизические построения предшественников, которые послужили методической основой для выявления в регионе разломной сети. На следующем этапе разломная тектоника ЯВ была изучена с помощью линеаментного анализа с привлечением новейших геолого-геофизических, геоморфологических и сейсмологических данных, а также материалов



космической альтиметрии [11]. При этом здесь была выделена и описана Япономорская литосферная вихревая структура в понимании Ли Сы-гуана [20], сформированная в результате вращательного сдвига в зоне геодинамического взаимодействия Евроазиатской и Тихоокеанской плит [12, 13, 33, 40]. Характер такого взаимодействия определяется тем, что Тихоокеанская плита с середины олигоцена по настоящее время испытывала систематические повороты как по, так и против часовой стрелки с амплитудами смещения до нескольких сотен километров [21, 47 и др.].

Следует отметить, что В.П.Уткин [37 и др.] рассматривал область сочленения Азиатского материка и Тихоокеанской океанической плиты как Восточно-Азиатскую глобальную сдвиговую зону, в которой в позднем мезозое–кайнозое произошла мощная рифтогенная деструкция континентальной коры. В результате, по его мнению, сформировался пояс окраинных морей – как содвиговых структур растяжения. То есть вопрос о наличии в этом регионе вихревых литосферных структур данным исследователем не ставился.

**Методы исследования.** Основным методическим приёмом выявления предшественниками разломов в Япономорской впадине служил хорошо известный линеаментный анализ [17, 43 и др.], при проведении которого широко использовались как геоморфологические, так и геолого-геофизические данные. В современном понимании это один из наиболее эффективных методов изучения глубинного строения территорий, который был применен для решения поставленной в настоящей статье задачи [10 и др.]. Также был проведён автоматизированный линеаментный анализ рельефа дна Японского моря с помощью специализированной компьютерной программы WinLessa [8], которая, опираясь непосредственно на яркостные и спектральные свойства изображения, выделяет линейные элементы («штрихи»), а затем по ним строит линеаменты и другие статические характеристики. В качестве материалов для автоматизированной обработки использованы данные космической альтиметрии (база ETOPO1). Выделенные программой линеаменты были вынесены на схему основных систем разрывных нарушений по Ю.В.Шевалдину [41], и построена роза-диаграмма их основных направлений.

Термин «линеамент» был впервые предложен У.Хоббсом в качестве обозначения линейно вытянутых элементов рельефа и геологической структуры [43]. В 1930-е годы Г.Штиле опубликовал схему «Кардинальные линеаменты Европы». Простирающиеся горные хребты, впадины и других элементов рельефа подчиняются регматической сети разломов [2 и др.], описанной ещё Р.Зондером как линеаментная тектоника [46], которая включает ортогональную (меридиональную и широтную) и диагональную (северо-западную и северо-восточную) системы.

Главный классификационный признак линеаментов – их принадлежность к разрывным структурам земной

коры. Как известно, крупные разломы глубинного типа на дневной поверхности отражаются в геофизических полях линейными и линейно-кольцевыми аномалиями. В настоящее время линеаменты зачастую сейсмоактивны и обычно рассматриваются как крупнейшие линейные, дугообразные или кольцевые элементы рельефа, связанные с глубинными неоднородностями земной коры и литосферы различной иерархии и времени заложения [33].

**Исходные данные.** Т.Кобаяси [44] одним из первых предположил наличие разломов в Япономорской впадине. Он считал, что ЯВ возникла в мезозое при отделении Японских островов от Азиатского материка и перемещении их на восток.

Базовым материалом для выделения разломов Японского моря послужила карта мегатрещиноватости, составленная Ю.С.Липкиным, а также карты мощности осадочного слоя, глубины залегания фундамента, мощности земной коры, аномалий магнитного поля, аномалий силы тяжести, теплового потока и типов земной коры. При последовательном наложении этих карт на карту мегатрещиноватости предшественникам удалось выделить линейные зоны, разломная природа которых определялась по одному или нескольким признакам [5]. Большой вклад в дело изучения разломов котловины Японского моря внёс Ю.В.Шевалдин [41 и др.], проводивший в этом регионе систематические морские геофизические исследования. Выделенные этим автором системы разрывных нарушений и зон повышенного теплового потока явно отражают дизъюнктивную планетарную сеть [2, 16, 46 и др.]. Таким образом, предшественники широко использовали геоморфологические и геолого-геофизические данные, являющиеся основой для линеаментного анализа.

Главные разломы, определившие структуру Японского моря, представлены раздвигами, сбросами и сдвигами (рис. 1). При этом выделяются дизъюнктивы, связанные с преимущественным растяжением земной коры и возникшие в зонах сжатия, то есть в результате проявления горизонтальных движений [4, 5, 25]. Среди них по своему геологическому значению и размерам были намечены разломы первого, второго и третьего порядков. Разломы первого порядка отличаются глубоким заложением, длительностью существования, большой протяжённостью и разделяют блоки с континентальным, субконтинентальным и субокеаническим типами земной коры. Разломы второго и третьего порядков распространены внутри крупных блоков. По времени заложения рассматриваемые структуры отнесены к трём группам: допозднемиоловой, позднемиоловой и кайнозойской [34]. В отличие от суши, на дне моря дизъюнктивы лишь иногда могут быть намечены по находкам при драгировании брекчированных, милонитизированных и других динамометаморфических пород. Более или менее достоверно разломы (сдвиги, сбросо-сдвиги, раздвиги) установлены в тех случаях,

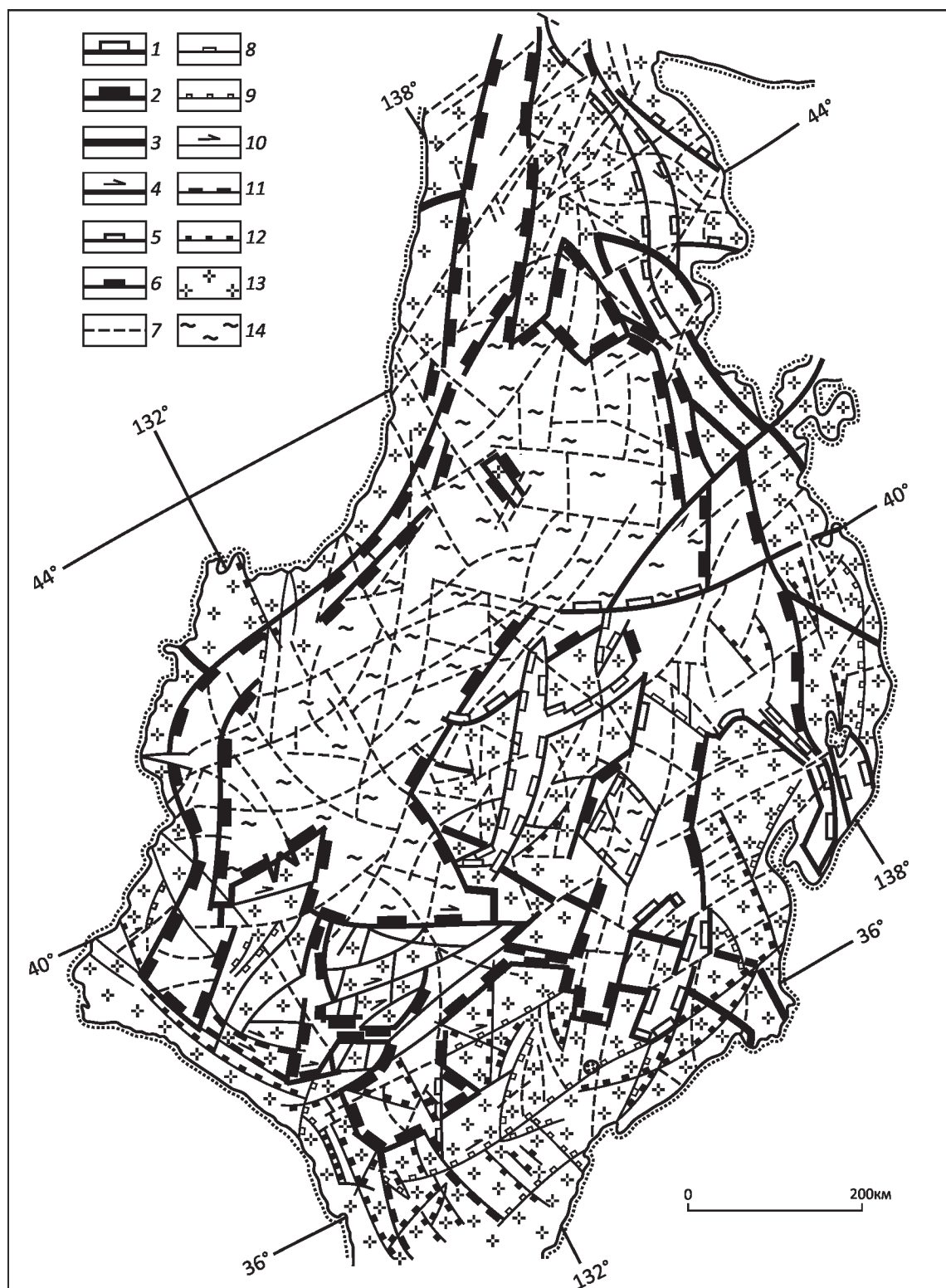


Рис. 1. Карта разломов котловины Японского моря [5]:

разломы: 1–3 – I порядка (3 – палеозойского возраста заложения), 4–6 – II порядка, 8–12 – III порядка (7 – прочие разломы предположительно кайнозойского возраста заложения); раздвиги: 1, 5, 8 – кайнозойского и 2, 6, 11 – позднемелового возраста заложения; сбросы: 9 – кайнозойского и 12 – мезозойского возраста заложения; 4, 10 – сдвиги; кора: 13 – материкового, субматерикового и 14 – субокеанического типов

когда они служат границами тектонических блоков [7 и др.]. Кроме того, на составленных картах и схемах разломов (линеаментов) Японского моря они, как правило, лишь в отдельных случаях были увязаны с дизъюнктивными его континентального и островного обрамления [41 и др.]. Позднее Л.А.Масловым и В.М.Анохиным [22] в российской части Японского моря с использованием геоморфологических и геофизических данных была выделена линеаментно-дизъюнктивная сеть, отвечающая четырём главным направлениям планетарной трещиноватости.

Очень важно то, что в Япономорском регионе, начиная с 1960-х годов, Е.А.Радкевич, М.А.Фаворская, Т.Н.Томсон, И.К.Волчанская и др. [1, 9, 26, 27, 31, 32] разрабатывали методику дешифрирования рельефа земной поверхности и материалов дистанционного исследования Земли для выявления зон скрытых разломов фундамента с составлением карт мегатрещиноватости, зон концентрации разломов и др. В дальнейшем на базе этих исследований в континентальной части Дальневосточного региона была установлена сеть долгоживущих мантийных разломов широтного («азиатская» система), меридионального, северо-восточного («тихоокеанская» система) и северо-западного простирания. Позднее в северной части дна Тихого океана была намечена и прослежена далее в пределы его континентального обрамления устойчивая система субширотных линеаментов докембрийского заложения [15]. Поэтому можно предположить, что существует рама мантийных разломов, постоянно функционирующих в нижней мантии (доходя до ядра).

Данные разломы время от времени, по-видимому, перекрываются движущимися тектоническими пластинами и, таким образом, как бы маскируются. Однако они являются ослабленными магмоконтролирующими зонами и поэтому «просвечивают» сквозь перекрывающие их образования. С этих позиций легко понять, почему в пределах покровно-складчатых структур помимо свойственных им тектонических линий «читается» и планетарная трещиноватость [9, 27].

Благодаря работам, основанным на интерпретации обширных геоморфологических, геологических и геофизических данных, в Западно-Тихоокеанском регионе были выделены мегаморфоструктуры центрального типа окраинно-материкового ряда, для которых характерна кора материкового, промежуточного и океанического типов [39]. В рассматриваемой Япономорской мегаморфоструктуре, центром которой является возвышенность Ямато, хорошо выражены дуговые линеаменты. Считается, что в мезозое–кайнозое она испытала интенсивное погружение с крупными преобразованиями тектонической структуры и рельефа.

Таким образом, предшественниками был получен огромный фактический материал, с помощью которого удалось установить основные черты разломной и глубинной структуры Японского моря. Составленные

ими карты разломов отражают регматическую сеть [16, 28, 15 и др.], а также дуговые разрывные нарушения, связанные с раскрытием Японского моря. Таким образом, в ЯВ была установлена долгоживущая глубинная разломная рама (тектонический каркас), которая в виде сквозных (трансрегиональных) линеаментов фиксируется на карте рельефа поверхности Мохо [28].

**Результаты и их обсуждение.** При обработке рельефа дна Японского моря по программе WinLessa, также проявились элементы регматической сети, выделенной Ю.В.Шевалдиным [41]. В ходе анализа построенной розы-диаграммы (рис. 2) по данным автоматизированного анализа установлено, что, во-первых, на данной территории доминируют линеаменты восток-северо-восточного и запад-северо-западного простирания ( $70^\circ$ – $80^\circ$  и  $280^\circ$ – $300^\circ$ ), а во-вторых, слабо выражены диагональная ( $50^\circ$ – $60^\circ$ ,  $320^\circ$ – $330^\circ$ ) и меридиональная системы направления линеаментов ЯВ. На севере Японского моря преобладают линеаменты субширотного и северо-западного простирания, которые прослеживаются и на материке. Полученные результаты показали хорошую корреляцию выделенных линеаментов с зоной Юго-Западных разломов и фрагментарно – с Очкхонским, Центральным Япономорским и Западно-Хонсюским швами. Серия сравнительно коротких линеаментов размещается параллельно Северо-Ямагинскому и Западно-Хонсюскому швам. Кроме того, линеаменты также чётко отражают разрывные нарушения широтного простирания.

Характерно, что выделенный тектонический каркас является весьма подвижным, фиксируется гравиметрическими данными и контролирует размещение множества эпицентров землетрясений в ЯВ [13, 19, 33], в связи с чем авторами данной публикации была намечена сеть сейсмолинеаментов (рис. 3).

По данным сейсмологических исследований [38 и др.] установлено, что Земля в основном является твёрдой – вплоть до внешнего ядра. И только под жёсткой и хрупкой литосферой (кора+часть верхней мантии) расположена ослабленная пластичная оболочка – астеносфера мощностью 80–200 км, которая может достигать 400 км.

Таким образом, сеть сквозных трансрегиональных линеаментов, отражающих глубинные разломы, заложена и функционирует в жёстком субстрате в пределах средней и, возможно, нижней мантии как реакция на сравнительно быстрые изменения скорости вращения Земли и периодическое сжатие–растяжение вдоль оси геоида.

Судя по тому, что гипоцентры наиболее глубинных землетрясений в Япономорском регионе достигают глубины 670 км, они зарождаются в слое Голицына (мезосфере) на глубине 400–670 км, а возможно и в верхах нижней мантии. Это свидетельствует о том, что регматическая сеть Япономорского региона постоянно тектонически активна [13].



Рис. 2. Схема разломной тектоники Япономорской впадины:

1 – структурные швы и разломы континентального и островного обрамления Японского моря; 2 – структурные швы и разломы Японского моря (цифры в кружках), выделенные по данным морских геофизических исследований [41]: 1 – Северо-Западный, 2 – Южно-Приморский, 3 – Восточно-Приморский, 4 – Северо-Яматинский, 5 – Окчхонский, 6 – Южно-Яматинский, 7 – Центральный Япономорский, 8 – Цусимский, 9 – Хонсуйский, 10 – Яматинский, 11 – Западно-Хонсуйский, 12 – Юго-Западные; 3 – линейные, выделенные с помощью программы WinLessa и роза-диаграмма направлений линейных элементов Япономорской впадины

Необходимо подчеркнуть, что И.И.Берсенева с соавторами [3] в своё время выдвинули идею, согласно которой Японское море сформировалось в результате подъёма мантийного диафрагма, вращавшегося против

часовой стрелки. Рассмотренный ими механизм формирования окраинных морей заключается в следующем: поступление мантийного материала способствует центральному растеканию астеносферного вещества,



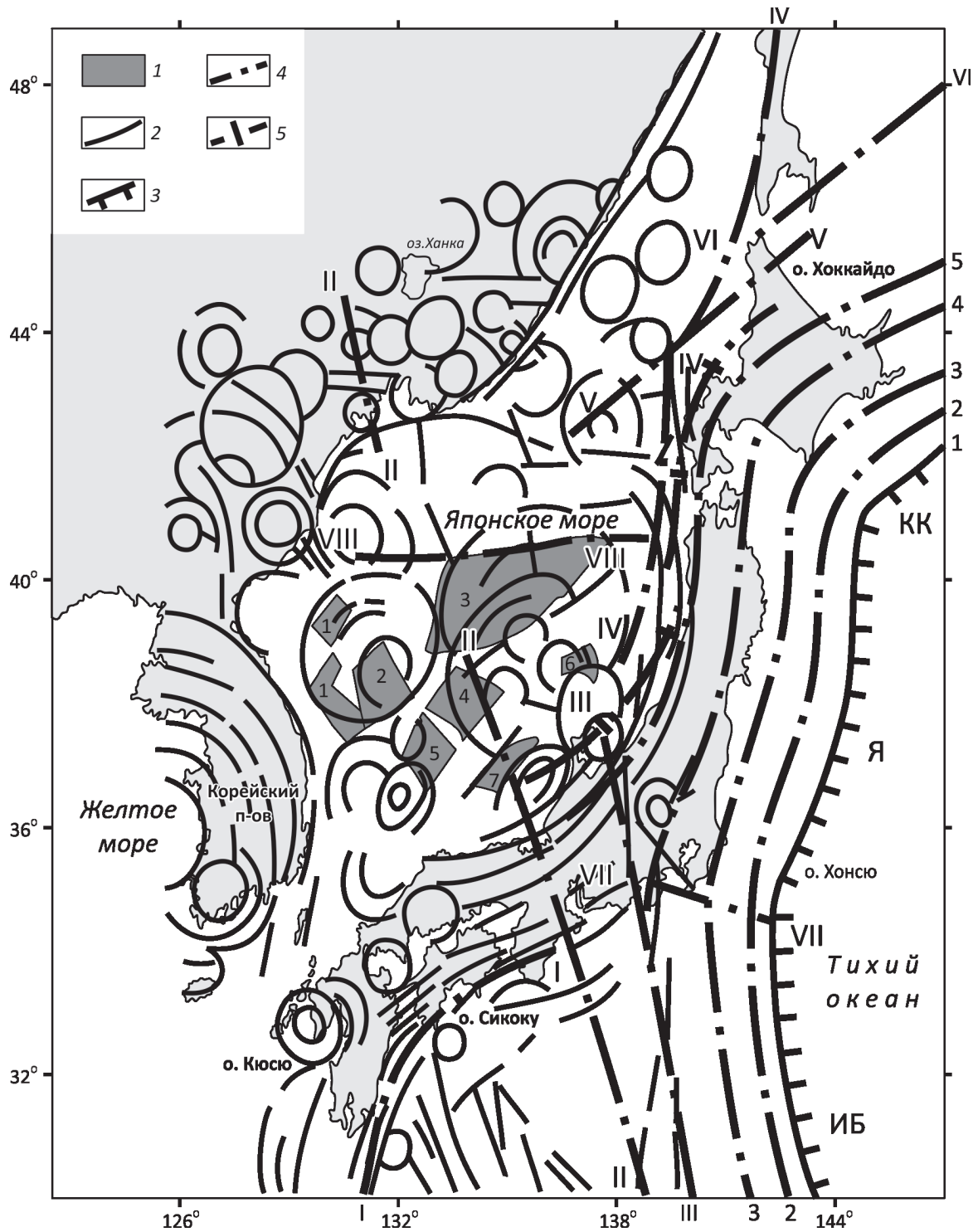


Рис. 3. Тектоническая карта Япономорской впадины:

1 – континентальные блоки Япономорской впадины с архейско-раннепротерозойским фундаментом [9]: Восточно-Корейский (1), Криштофовича (2), Ямато (3), Кита-Оки (4), Западный Оки (5), Хакусан (6) и Восточный Оки (7); 2 – линейменты, выделенные по данным космической альтиметрии [12]; 3 – глубоководные желоба: Курило-Камчатский (КК), Японский (Я), Идзу-Бонинский (ИБ); 4 – сейсмолинейменты первого порядка: I – Нансей-Мацуэ, II – Западный Нампо-Хасан, III – Центральный Нампо-Итоигава-Шизуока, IV – Западный Хонсю-Западный Сахалин, V – Вакканай, VI – Лаперуза, VII – Нодзима, VIII – Центрально-Япономорский; линейменты, входящие в систему желобов: Курило-Камчатского и Японского (1–5), Идзу-Бонинского (1–3); 5 – сейсмолинейменты второго порядка

интенсивному растяжению и рифтогенезу, что приводит к общему опусканию кровли диапира и формированию впадины окраинного моря.

Как выяснилось в дальнейшем, эта идея оказалась весьма плодотворной. Так, в последние годы Япономорская впадина, как и другие Западно-Тихоокеанские моря, стала рассматриваться камчатскими геологами [6, 18, 24 и др.], а затем и авторами настоящей публикации на основе линеаментного анализа [12, 13, 33, 40] как литосферная вихревая структура.

Ряд линейных и кольцевых линеаментов, выявленных в Южном Приморье и на шельфе Японского моря по геоморфологическим и геофизическим данным, был завершен Л.А.Изосовым [27] при проведении мелкомасштабной геологической съёмки шельфа и материкового склона Японского моря (листы К-52, К-53; ОАО «Дальморгеология», 2003 г.). В данном случае имела возможность непосредственно проследить главные структурные линии в направлении от континента к Япономорской впадине. В результате полевых исследований было установлено, что данные линеаменты выражены зонами дробления, милонитизации, расщепления и интенсивной трещиноватости пород, а также фиксируются дайками и кварц-полевошпатовыми жилами, выполняющими разрывные нарушения.

Разломная структура Япономорской впадины обусловлена тем, что она расположена в транзитной зоне континент–океан, где активно протекали как древние, так и современные тектонические и геоморфологические процессы. При этом происходила переработка–обновление одних дизъюнктивов и наложение на них более поздних разрывов в связи с развитием как вертикальных, так и горизонтальных дислокаций [6, 12 и др.]. Характерно, что на схематической карте аномального гравитационного поля ЯВ в редукции Буге [35] отчётливо проявляются линейные, дуговые и кольцевые структурные линии, выраженные зонами гравитационных градиентов (рис. 4).

Формирование Япономорской вихревой структуры происходило в связи с раскрытием Японского моря преимущественно в миоцене [7, 42] из-за геодинамического взаимодействия Евразийской и Тихоокеанской плит [12, 13, 40], спровоцировавшего развитие площадного базальтового вулканизма и интенсивной сейсмической активности [13, 14, 33]. Характерно, что вращательные движения фиксируются на Японских островах и в настоящее время [29, 45].

Впервые подробно описанная [12, 13, 33, 40] Япономорская вихревая структура является преимущественно литосферным образованием: она чётко фиксируется [33] на картах аномального гравитационного поля в редукции Фая (аномалии «в свободном воздухе») [36] (рис. 5, А) и аномального магнитного поля [23] (см. рис. 5, Б), что свидетельствует о её глубинной природе. Кроме того, названная вихревая структура достаточно уверенно выделяется при совместной интерпретации

данных космической альтиметрии (ЕТОРО1) и различных геолого-геофизических методов исследований, которые в целом отражают её циклональный характер (см. рис. 3).

Примечательно, что под Западно-Тихоокеанскими окраинными морями расположены активные выступы астеносферы [30], из которых поднимаются мантийные диапиры и где, вероятно, происходит зарождение вихревого движения. Как известно [38 и др.], астеносфера является главным источником магматической деятельности на планете и характеризуется пониженной вязкостью. Возникающие в ней расплавы испытывают медленные горизонтальные и вертикальные перемещения, формирующие мантийные диапиры и, как следствие, литосферные вихри и окраинные моря. При этом образование данных структур происходит в течение длительного (геологического) времени, когда жёсткая литосфера ведёт себя как вязкая жидкость.

Таким образом, разломная тектоника Японского моря определяется тем, что в данном регионе существуют два структурных этажа: преимущественно мантийный (нижняя–средняя мантия) и литосферный. В строении первого глубинные разломы образуют долгоживущий тектонический каркас, сформированный в результате быстрых хрупких деформаций в жёстком субстрате. В пределах второго, тесно связанного в своём развитии с подстилающей его астеносферой, господствуют вихревые структурные линии.

В заключение отметим следующее:

1. В результате изучения разломной тектоники Япономорской впадины проведено обобщение многочисленных данных, полученных в разные годы как отечественными, так и зарубежными исследователями. Установлено, что для рассматриваемого региона характерно сложное сочетание «континентальных», «океанических» и «переходных» геотектонических и морфоструктурных элементов, поскольку он расположен в транзитной зоне континент–океан, где активно протекали как древние, так и современные тектонические и геоморфологические процессы.

2. Выявленный в Японском море с помощью линеаментного анализа тектонический каркас представляет собой регматическую сеть Земли и чётко фиксируется геоморфологическими, геолого-геофизическими и сейсмологическими данными.

3. В последние годы камчатские геологи и авторы данной публикации рассматривают Япономорскую впадину на основе геолого-геофизических и геоморфологических данных, включая материалы космической альтиметрии, как литосферную вихревую структуру. Её формирование происходило в кайнозое в связи с подъёмом мантийного диапира и раскрытием Японского моря из-за проявления вращательного сдвига в зоне геодинамического взаимодействия Евразийской и Тихоокеанской плит и сопровождалось мощными проявлениями базальтового вулканизма и сейсмической активности.

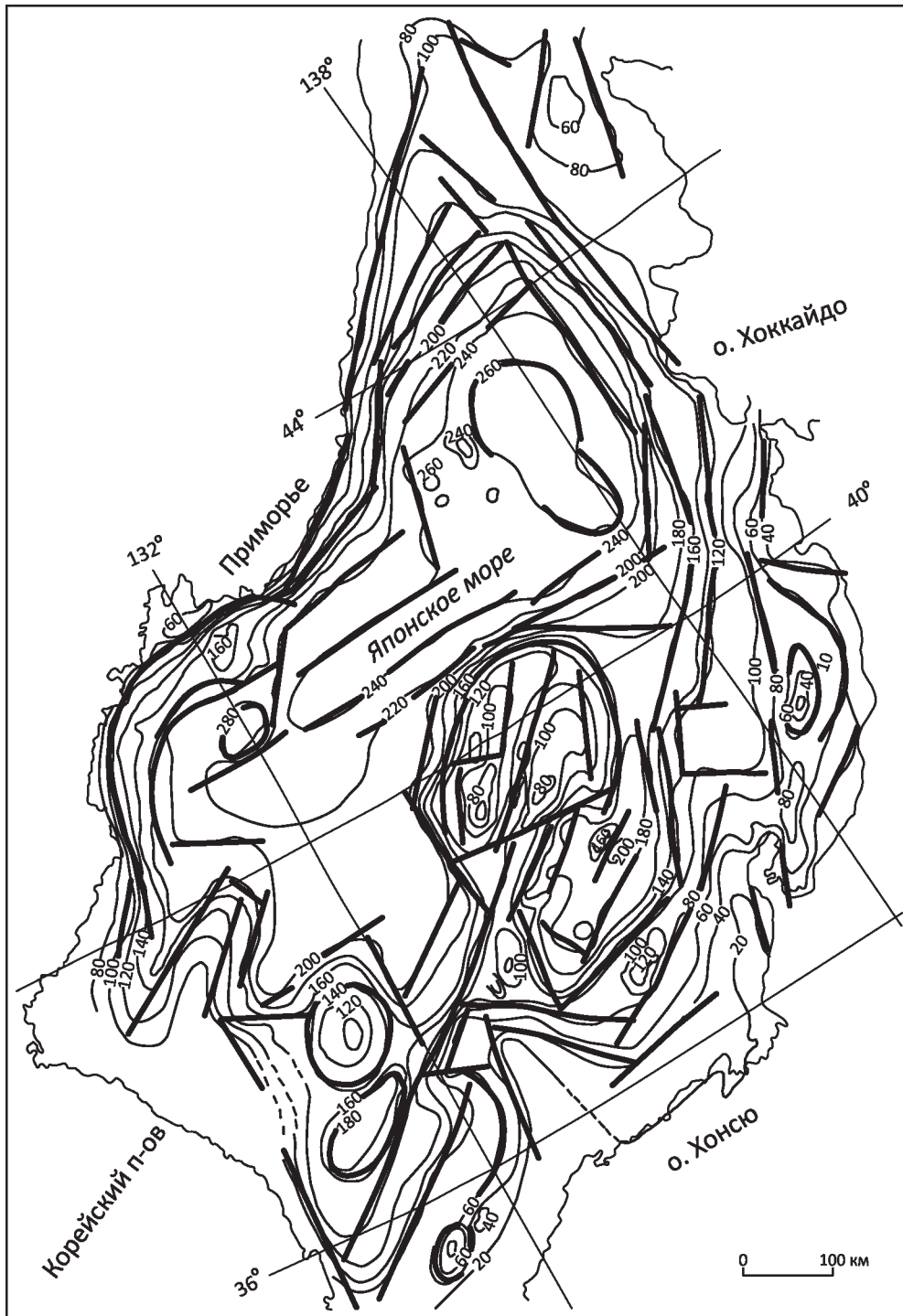


Рис. 4. Схематическая карта гравитационных аномалий в редукции Буге (изолинии, в мГал) Японского моря [35] с линейными зонами градиентов

4. Как показал А.Г.Родников, под Западно-Тихоокеанскими окраинными морями располагаются активные выступы астеносферы, из которых и поднимаются мантийные диапиры, и где, по мнению авторов публикации, зарождается вихревое движение. При этом образование

вихревых структур происходит в течение длительного (геологического) времени, когда жёсткая литосфера ведёт себя как вязкая жидкость.

5. Разломная тектоника Японского моря определяется тем, что в данном регионе существуют два



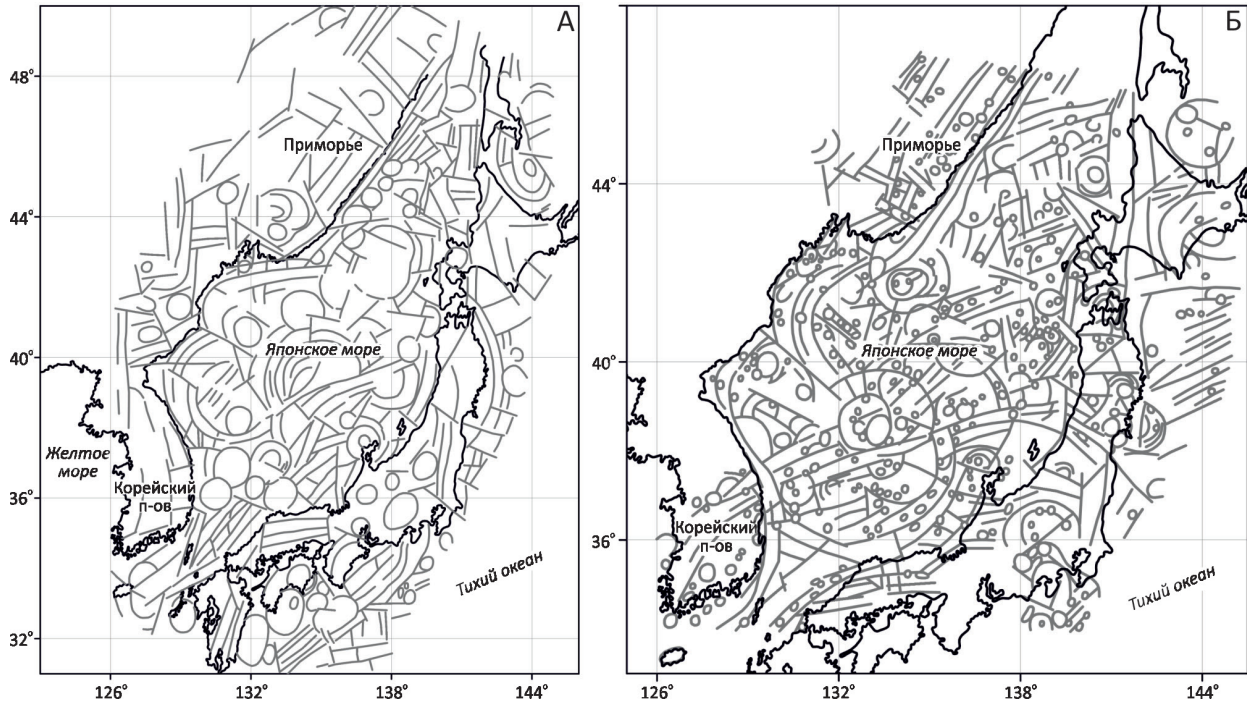


Рис. 5. Схема линеаментов Япономорской впадины [33], выделенных на карте аномального гравитационного поля Японского моря (аномалии в свободном воздухе) (А) [36] и на карте аномального магнитного поля (Б) [23]:

мелкие кружки на схеме Б, вероятно, фиксируют щитовидные базальтовые вулканические постройки

структурных этажа: преимущественно мантийный (нижняя–средняя мантия) и литосферный. В первом глубинные разломы образуют тектонический каркас, сформированный в результате быстрых хрупких деформаций в жёстком субстрате. В пределах второго, тесно связанного в своём развитии с подстилающей его астеносферой, господствуют вихревые структурные линии.

Работа выполнена по программе ФНИ ТОИ ДВО РАН (тема 7: № АААА-А17-117030110033-0).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анализ космических снимков при тектоно-магматических и металлогенических исследованиях / Отв. ред. И.Н.Томсон. – М.: Наука, 1979.
2. Анохин В.М. Глобальная дизъюнктивная сеть Земли: строение, происхождение и геологическое значение. – С-Пб.: Недра, 2006.
3. Берсенева И.И., Безверхний В.Л., Леликов Е.П. Строение и развитие дна Японского моря // Геодинамические исследования. № 11: Тектоника восточно-азиатских окраинных морей. – М.: МГК АН СССР, 1988. С. 60–67.
4. Берсенева И.И., Липкин Ю.С., Сигова К.И. Впадина Японского моря // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. – М.: Наука, 1977. С. 113–124.
5. Берсенева И.И., Липкин Ю.С., Сигова К.И. Разломы котловины Японского моря // Геология дна Японского и Филиппинского морей. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 99–116.
6. Вихри в геологических процессах / Под ред. А.В.Викулина. – Петропавловск-Камчатский: Изд-во Камчатского гос. пед. ун-та, 2004.
7. Геология дна Японского моря / И.И.Берсенева, Е.П.Леликов, В.Л.Безверхний и др. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987.
8. Златопольский А.А. Методика измерения ориентационных характеристик данных дистанционного зондирования (технология LESSA) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Т. 5. № 1. С. 102–112.
9. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А. Проблемы геологии и алмазности зоны перехода континент–океан (Япономорский и Желтоморский регионы). – Владивосток: Дальнаука, 2000.
10. Изосов Л.А., Ли Н.С. Линеаментный анализ при тектонических и металлогенических построениях в Япономорском регионе // Региональные проблемы. 2014. Т. 17. № 1. С. 9–14.
11. Изосов Л.А., Мельниченко Ю.И., Ли Н.С. Разломы Японского моря // Геология Дальневосточных морей России и их обрамления. Мат-лы региональной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения И.И.Берсенева, 16 сентября 2016 г. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2016. С. 31–34.

12. *Изосов Л.А., Чупрынин В.И.* О механизме формирования структур центрального типа Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент–океан // *Геотектоника*. 2012. № 3. С. 70–91.
13. *Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Ли Н.С.* Япономорская сейсмоактивная вихревая структура // *Вестник КРАУНЦ, Науки о Земле*. 2017. № 3. Вып. 35. С. 26–35.
14. *Кайнозойские* формации залива Петра Великого (Японское море) и его побережья: индикаторы полигенной зоны перехода континент–океан / Л.А.Изосов, Е.А.Бессонова, Н.С.Ли и др. // *Вулканология и сейсмология*. 2015. № 5. С. 23–35.
15. *Калягин А.Н., Абрамов В.А.* Основы трансструктурной геологии. – Владивосток: Дальнаука, 2003.
16. *Каттерфельд Г.Н.* Лик Земли и его происхождение. – М.: ГИГЛ, 1962.
17. *Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф.* Основы линейментной тектоники. – М.: Недра, 1986.
18. *Колосков А.В., Фёдоров П.И.* Базальты окраинных бассейнов Азиатско-Австралийского региона в рамках концепции глубинной вихревой геодинамики // *Вулканизм и геодинамика*. Мат-лы IV всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии, 22–27 сентября 2009 г. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 177–180.
19. *Ли Н.С.* О связи землетрясений с глубинным строением Япономорского звена Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент–океан // *Региональные проблемы*. 2013. Т. 16. № 2. С. 25–29.
20. *Ли Сы-гуан* Вихревые и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем северо-западного Китая. – М.: Госгеолтехиздат, 1958.
21. *Маслов Л.А.* Геодинамика литосферы Тихоокеанского подвижного пояса. – Хабаровск–Владивосток: Дальнаука, 1996.
22. *Маслов Л.А., Анохин В.М.* Закономерности направленности линейментов и разломов Российской части Японского моря // *Тихоокеанская геология*. 2009. Т. 28. № 2. С. 3–16.
23. *Международный геолого-геофизический Атлас Тихого океана* / Под ред. Г.Б.Удинцева. – М.–С-Пб.: МОК (ЮНЕСКО), ПКО «Картография», 2003.
24. *Мелекесцев И.В.* Вихревая вулканическая гипотеза и некоторые перспективы её применения // *Проблемы глубинного вулканизма*. – М.: Наука, 1979. С. 125–155.
25. *Основные черты геологического строения дна Японского моря*. – М.: Наука, 1978.
26. *Радкевич Е.А.* Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. – М.: Наука, 1977.
27. *Разломная сеть Южно-Приморского сектора зоны сочленения континент – океан* / Л.А.Изосов, Р.Г.Кулинич, Ю.И.Мельниченко, Т.А.Емельянова // *Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны*. – Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 103–113.
28. *Рельеф поверхности Мохо и типы земной коры в северо-западной части Японского моря по гравиметрическим данным* / Р.Г.Кулинич, М.Г.Валитов, С.М.Николаев, Т.Н.Колпащикова // *Дальневосточные моря России: в 4-х кн. Кн. 3: Геологические и геофизические исследования*. – М.: Наука, 2007. С. 48–52.
29. *Рикитакэ Т.* Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и её обрамлении // *Окраины континентов и островные дуги*. – М.: Мир, 1970. С. 217–236.
30. *Родников А.Г.* Соотношение астеносферы и структур земной коры окраины Тихого океана // *Тихоокеанская геология*. 1986. № 4. С. 15–22.
31. *Рудоконтролирующие структуры Азии и их металлогения* / М.А.Фаворская, В.А.Баскина, Н.Л.Шилин и др. – М.: Недра, 1983.
32. *Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой* / Под ред. М.А.Фаворской, И.Н.Томсона. – М.: Недра, 1969.
33. *Связь сейсмической активности с тектоническими и вулканогенными структурами Япономорского звена Западно-Тихоокеанской мегазоны перехода континент–океан* / Л.А.Изосов, В.И.Чупрынин, Ю.И.Мельниченко и др. // *Литосфера*. 2014. № 6. С. 3–21.
34. *Сигова К.И.* Линейменты разломных деформаций Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода // *Вопросы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны*. – Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 88–107.
35. *Строев П.А.* Аномальное гравитационное поле Японского моря // *Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг*. Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. Вып. 33. – Новоалександровск: Дальневосточное книжное изд-во, 1972. С. 250–260.
36. *Строев П.А.* О характере гравитационных аномалий в свободном воздухе в Япономорской переходной зоне // *Морские гравиметрические исследования*. – М.: Изд-во МГУ, 1975. № 8. С. 136–144.
37. *Уткин В.П.* Сдвиговый структурный парагенез и его роль в континентальном рифтогенезе Восточной окраины Азии // *Тихоокеанская геология*. 2013. Т. 32. № 3. С. 21–43.
38. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. – М.: Изд-во МГУ, 1995.
39. *Худяков Г.И., Кулаков А.П., Никонова Р.И.* Новые представления о морфоструктуре окраинных морей Востока Азии // *Геодинамические исследования*. – М.: МГК АН СССР, 1988. № 11: Тектоника восточно-азиатских окраинных морей. С. 15–21.
40. *Чупрынин В.И., Изосов Л.А.* Модель формирования краевых морей Западной части Тихого океана // *Доклады Академии наук*. 2017. Т. 472. № 1. С. 68–71.
41. *Шевалдин Ю.В.* О взаимосвязи разрывных нарушений дна Японского моря и его обрамления // *Морские геофизические исследования*. – Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 107–115.
42. *Chinzei K.* Opening of the Japan Sea and marine Biogeography during the Miocene // *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*. 1986. Vol. 38. № 5. P. 487–494.
43. *Hobbs W.* Lineaments of the Atlantic border region // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1904. Vol. 15. P. 483–506.
44. *Kobayashi T.* The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands // *J. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo*. 1941. Sec. II. Vol. 5. Pt. 7. P. 219–578.
45. *Otofuji Y., Matsuda T.* Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of Southwest Japan // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 62. № 3. Pp. 349–359.
46. *Sonder R.A.* Die Lineament Tectonic und ihre Problem // *Ed. Geol. Helv.* 1938. Vol. 31. № 1. P. 199–238.
47. *Takeuchi A.* Pacific swing: Cenozoic episodicity of tectonism and volcanism in Northeastern Japan // *Memoir of the Geol. Soc. of China*. 1986. № 7. P. 233–248.

## Танлу-Курский и Тастахский разломы в окраинно-континентальной структуре востока Азии: тектоника, сеймотектоника, взаимодействие с другими разломными системами

А.А.КОКОВКИН (Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИТИГ ДВО РАН); 680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена)

Представлена эволюционная модель Танлу-Курского (ТКР) и Тастахского разломов – северных (российских) фрагментов Иланьской ветви разломной системы Танлу. Моделирование выполнено в рамках разрабатываемой автором волновой модели структурирования континентальной коры Востока Азии, с акцентом на новейший (эоцен-голоценовый) этап. Показано влияние знакопеременного сдвига (ЗПС) на формирование внутренней структуры этих разломов. Приведены модели и примеры реальных структур – индикаторов ЗПС. Исследовано взаимодействие данных разломов с другими разломными системами окраинно-континентальной структуры Востока Азии. Показан активный характер голоценовой тектоники и сейсмогеодинамики этих разломов.

*Ключевые слова:* эволюция, геологическая система, структура, новейшая тектоника, сеймотектоника, дислокация, волновые процессы, знакопеременный сдвиг.

Коковкин Александр Александрович



kokovkin@itig.as.khb.ru

## Tanlu-kur and Tastakh faults in the marginal-continental structure of east Asia: tectonics, seismotectonics and the interaction with other fault systems

A.A.KOKOVKIN (Yu.A.Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences)

The paper presents an evolutionary model of the Tanlu-Kur and Tastakh faults that are the northern fragments of the Yilan branch of the Tanlu fault system continuation in the Russian territory. Modeling is carried out in the framework of the author's wave model of structurization of the crust developed for the East Asia region and is focused on the modern (Eocene-Holocene) stage. The effect of the reverse-sense shear (RSS) on the formation of the inner structures of these faults is shown. As an example, other models and real structures indicated by RSS are considered. The interaction between these faults and other fault systems of the marginal-continental structure of East Asia is investigated. The pattern of active Holocene tectonics and seismogeodynamics of these faults is demonstrated.

*Key words:* evolution, geological system, structure, modern tectonics, seismotectonics, dislocation, wave processes, reverse-sense shear.

Танлу – одна из самых крупных и активных разломных систем западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса (ТОПП) (рис. 1). Особенно активно она развивалась в новейшее (эоцен-голоценовое) время. Однако и в литературе, и в геологической картографии информация о системе Танлу достаточно ограничена. Представление о её информационном обеспечении можно получить из работ [1, 19]. В данной статье автор предпринял попытку компенсировать сложившееся несоответствие для Иланьской (западной) ветви этой системы, прежде всего, для её российской части. На территории России она выражена зонами Танлу-Курского и Тастахского разломов. Основой для статьи послужили результаты моделирования новейшей структуры Востока Азии [6–13].

Моделирование проводится на эволюционной, междисциплинарной основе с использованием методологии синергетики в рамках разрабатываемой автором модели волновой нелинейной геодинамики. Приводимые в статье результаты подкреплены данными полевых работ, выполненных автором непосредственно по разломным зонам Иланьской ветви.

На территории северо-восточного Китая и юга Дальнего Востока России система Танлу прослежена более чем на 2000 км. К югу от залива Бохайвань её структура представлена единой, относительно локальной разломной зоной. Севернее, где на её развитие существенное влияние оказывают синхронно развивающиеся широтные системы разломов Альпийско-Гималайского



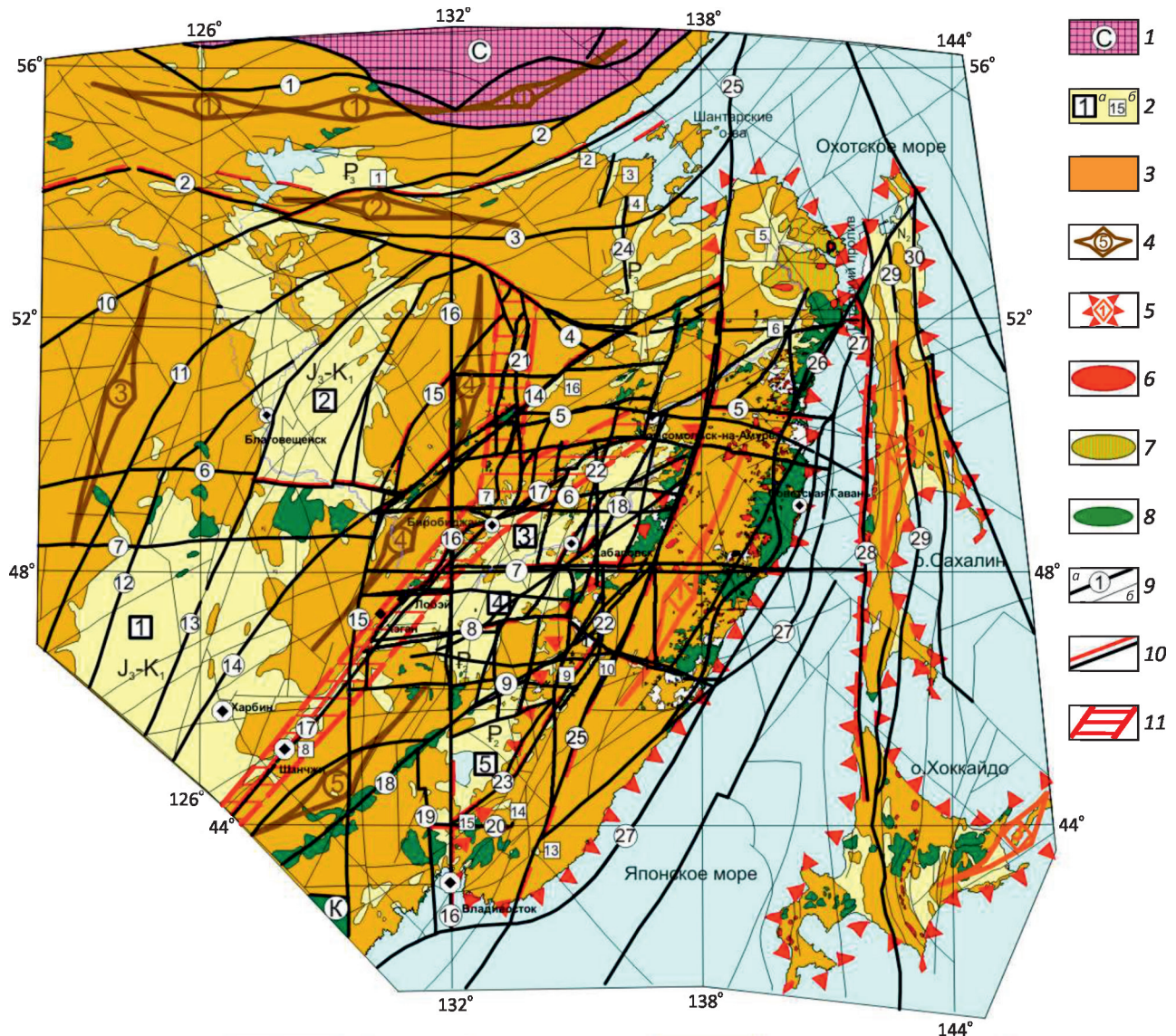


Рис. 1. Схема новейшей окраинно-континентальной структуры юга Дальнего Востока России, с прилегающими территориями Китая и Японии. По работам [11, 17], с дополнениями:

1 – структуры Сибирского (С) и Китайского (К) кратонов; 2 – мезозойско-кайнозойские рифтогенные структуры: а (цифры в больших квадратах) – Сунляо-Амуро-Зейской (1 – Сунляо, 2 – Амуро-Зейская) и Амуро-Ханкайской (3 – Средне-Амурская, 4 – Саньцзян, 5 – Приханкайская) систем, б – локальные структуры (цифры в малых квадратах): Верхне-Зейская (1), Боконская (2), Торомская (3), Тугурская (4), Чля-Орельская (5), Удыльская (6) впадины, Курский грабен (7), прогиб Тан-Лу (8), Нижне-Бикинская (9), Средне-Бикинская (10), Верхне-Бикинская (11), Алчанская (12), Приоблачная (13), Реттиховская (14), Раковская (15) впадины; 3 – образования фундамента мезозойско-кайнозойских рифтогенных структур; 4 – оси новейших орогенов с амагматичным режимом развития (1 – Алдано-Становой, 2 – Северо-Буреинский, 3 – Большого Хингана, 4 – Восточно-Буреинский, 5 – Ляолинский); 5 – новейшие орогены с магматогенным режимом (1 – Сихотэ-Алинский, 2 – Хоккайдо-Сахалинский, 3 – Курило-Камчатский); 6 – массивы олигоценовых гранитов; поля: 7 – вулканитов дифференцированных формаций неогена, 8 – неоген-четвертичных платобазальтов; 9 – активные в новейшее время глубинные разломы: а – первого (цифры в кружках) и б – более низкого порядков: 1 – Становой, 2 – Монголо-Охотский, 3 – Южно-Тугурингрский, 4 – Пауканский, 5 – Гур-Комсомольский, 6 – Намурхэ-Бирский, 7 – Намурхэ-Амурский, 8 – Наолихэ-Бикинский, 9 – Северо-Ханкайский, 10 – Дербур, 11 – Большого Хингана, 12 – Цицикар-Селемджинский, 13 – Шанси-Селемджинский, 14 – Инкоу-Хинганский, 15 – Муданьцзян-Мельгинский, 16 – Эхилкан-Ханкайский, 17 – Танлу-Курский, 18 – Фушунь-Мишань – Алчанский, 19 – Западно-Приморский, 20 – Южно-Приморский, 21 – Тастахский, 22 – Петропавловский, 23 – Синегорский, 24 – Комсомольско-Тугурский, 25 – Центральный Сихотэ-Алинский, 26 – Восточный Сихотэ-Алинский, 27 – Татарского пролива, 28 – Западно-Сахалинский, 29 – Центрально-Сахалинский, 30 – Восточно-Сахалинский; 10 – фрагменты новейших разломов с признаками современной активности; 11 – Иланьская ветвь Танлу;  $J_3-K_1$  – возраст заложения рифтогенов

пояса (АГПП), Танлу разделяется на две сложно построенные разломные зоны – Илань (западная) и Мишань (восточная). Взаимодействие разломов Танлу с широтными разломами АГПП во многом определило особенности развития всей окраинно-континентальной структуры востока Азии, в том числе состояние её новейшей тектоники, современной сейсмогеодинамики, а вместе с тем и характер представленной на её поверхности металлогении. Ниже при характеристике разломов Иланьской ветви будет по мере необходимости обращено внимание и на другие разломные системы региона. Следует заметить, что вопрос о взаимодействии разломных систем разной ориентировки – один из ключевых для понимания закономерностей структурирования континентальной коры. В то же время это и один из самых сложных и слабо проработанных вопросов. В данной статье предпринята попытка обозначить подходы к его решению.

В континентальной геологии принято считать, что разломы развиваются в режиме *однонаправленного* сдвига. Эта модель до настоящего времени является доминирующей. Однако она не объясняет двух наиболее существенных, тесно взаимосвязанных свойств разломов и контролируемых ими геологических систем. Во-первых, все наблюдаемые разломы *фрагментированы*. Нередко их фрагменты группируются в сложно построенные разломные системы мощностью (шириной) до многих десятков километров. Во-вторых, *контролируемые этими разломами геологические системы сохраняют свою целостность в течение весьма длительного времени*. Последнее свойство особенно хорошо видно на примере Амуру-Ханкайского рифтогена, который структурируется взаимодействующими разломными системами Танлу и АГПП. Этот крупнейший новейший рифтоген востока Азии сохранил целостность своей эволюционирующей структуры с эоцена до настоящего времени.

Отмеченные свойства, остающиеся за рамками модели однонаправленного сдвига, были положены автором в основу модели *знакопеременного сдвига* (ЗПС). Эта модель создана на примерах разломных систем Востока Азии, наиболее обеспеченных информацией [7, 8, 13]. В соответствие с ней, разломы двух взаимодействующих систем периодически меняют свою активность и направления сдвиговых перемещений, фрагментируя друг друга и превращаясь со временем в мощные, сложно построенные структуры. Фрагментируются разломы в результате *некомпенсированного смещения* по более активному на данный момент разлому иной ориентировки, но при этом амплитуда остаточных сдвиговых дислокаций всегда конечна, так как она частично компенсируется смещениями полярной направленности. Это и обеспечивает *целостность* структурируемых разломами геологических систем.

В процессе взаимодействия двух крупных разломных систем менее активная система подстраивается

под более активную систему. Под её влиянием она усложняет свою структуру, иногда меняет ориентировку с элементами ветвления. Всё это крайне затрудняет увязку не только отдельных фрагментов разломов, но и разломных зон и систем в целом. В результате практически на каждой карте (геологической, тектонической, неотектонической и др.), а также на схемах дешифрирования космоснимков появляются свои варианты интерпретации разломной сети, которые зачастую слабо увязываются между собой.

Следует обратить внимание ещё на одно свойство разломов, важное для понимания характера их внутреннего структурирования под действием знакопеременного сдвига. Как показало изучение новейших разломных систем востока Азии, все их разломы – это *раскрытые, флюидо-водонасыщенные* структуры. Выполнены они в той или иной степени дезинтегрированным, обводнённым и потому практически *несжимаемым* субстратом.

Индикаторами знакопеременно-сдвигового режима разломов являются два типа локализованных в них *инверсионных* структур, которые развиваются в режиме, полярном по отношению к вмещающей эти разломы структуре. Это инверсионные (приразломные) впадины (ИВ) и инверсионные (внутренние) поднятия (ИП). *Инверсионные впадины*, для которых характерен режим растяжения, развиваются в орогенах с доминирующим режимом сжатия. Модель формирования ИВ разработана на примерах впадин Алдано-Станового, Восточно-Буреинского и Сихотэ-Алинского орогенов, локализованных в разломах Монголо-Охотской системы, в Инкоу-Хинганской и Центрально-Сихотэ-Алинской разломных зонах соответственно [6, 7, 13].

Обычно инверсионные впадины появляются на участках осложнения (изгиба) бортов разлома или в структурных узлах. Здесь в них при развитии знакопеременного сдвига (на глубине и в приповерхностной части коры) формируются *открытые полости*. В выходящих на поверхность полостях и развиваются заполняющиеся осадками инверсионные впадины. Флюидо-водонасыщенный, несжимаемый субстрат этих впадин при невысокой скорости смещений бортов вмещающего их разлома обеспечивает им устойчивость развития. Однако в процессе эволюции орогена, при его росте и наращивании в нём сжатия многие локальные структуры ИВ со временем деградируют, выводятся из седиментации и деформируются сдвиговой тектоникой. Примером являются приразломные впадины Байкальско-Удской рифтовой зоны – инверсионные структуры Алдано-Станового орогена. Здесь представлен весь их эволюционный ряд – от находящихся в стадии современной седиментации впадин Хубсугула и Байкала до реликтовых, выведенных из седиментации Тункинской, Верхне-Зейской и других впадин этой зоны.

*Инверсионные поднятия* развиваются в рифтогене, для которого характерен режим *растяжения*, обычно



в узлах пересечения разломов разного направления. Однако они развиваются как любое другое поднятие в режиме *сжатия*, который обеспечивается знакопеременным сдвигом вмещающего ИП разлома. Под его влиянием породы фундамента рифтогена в этом узле в процессе ЗПС деформируются, местами до полной дезинтеграции. Относительно жесткий блок ИП, сохранивший сплошность в этом неоднородно дезинтегрированном, обводнённом, несжимаемом субстрате, превращается со временем в *бескорневой*. Под действием пульсационных сжимающих усилий ЗПС он выталкивается, «всплывает» из этого субстрата вверх с элементами вращения в горизонтальной плоскости. При этом ИП деформирует осадочный чехол рифтогена, формируя в нём штамповые складки, а нередко и полностью прорывает осадки чехла с выходом на дневную поверхность.

Модель ИП разработана на примере Хабаровско-Хехцирской системы инверсионных поднятий [8]. Её структура послужила для автора одним из полигонов, на которых проводится изучение характера структурирования активной азиатской окраины. Локализована она в центре Средне-Амурской впадины, в узле пересечения широтных разломов Намурхэ-Амурской системы с северо-восточными-субмеридиональными разломами Мишаньской ветви Танлу. Иланьская ветвь отличается от неё, по-видимому, ещё большей насыщенностью инверсионными поднятиями.

Способность волновой, нелинейно развивающейся системы знакопеременного сдвига обеспечить условия подъема инверсионного поднятия дополнительно иллюстрирует результаты выполненного автором довольно простого эксперимента. Полное его описание представлено в работе [10]. Здесь же приведем лишь краткую характеристику. В заполненный водой пластиковый контейнер размером 28×18 см были помещены два утяжелённых деревянных блока сечением 10×10 см с вырезами в центральной части. Они имитируют осложнённую структуру разлома. В исходном положении вырезы блоков были совмещены и заполнены природным гравийным материалом. Под гравий на дно контейнера закладывался более крупный (3–5 см) обломок, имитирующий инверсионное поднятие. Для большей убедительности были использованы обломки разного состава, плотности и формы (стеклянная бляшка, галька кварц-полевошпатового метасоматита, обломок мантийного ксенолита, обломок стальной арматуры). 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 гравийный субстрат с погружённым в него крупным обломком подвергался боковому (двустороннему) пульсационному сжатию. Под воздействием накапливающихся при сжатии напряжений крупные обломки «всплывали», перемещаясь к поверхности субстрата. Действующий здесь комплекс-

ный барьер (фазовый, плотностной, динамический) снимает накапливающиеся в субстрате напряжения. Время «всплывания» обломков (6–10 секунд) находится в обратной корреляции с плотностью обломка и частотой перемещения блоков. Все «всплывающие» обломки испытывали дополнительное смещение по горизонтали с непредсказуемой траекторией. Смещения сопровождались нерегулярным вращением в разных направлениях, с отклонением от первоначального состояния до 40°.

Разломы Иланьской ветви во многом определили ход структурирования *западной части Амуро-Ханкайского рифтогена* – самой молодой и самой протяжённой рифтогенной системы окраинно-континентальной структуры Востока Азии. Этот рифтоген при ширине до 350 км протягивается с юго-запада на северо-восток более чем на 2000 км. Его структура при этом омолаживается в том же направлении, отражая общую системность развития омолаживающейся к окраине континента структуры востока Азии [6, 7]. Вместе с рифтогеном с омоложением к северо-востоку развивалась и структура Иланьской ветви. На территории КНР, севернее залива Бохайвань, вложенный в Илань *прогиб Танлу* в своей нижней части выполнен *меловыми* осадками. Его заложение соответствует начальной фазе формирования Амуро-Ханкайского рифтогена. Севернее разломы Иланьской ветви определили строение западных краевых зон впадины Саньцзын и Средне-Амурской впадины. Обе впадины и их краевые зоны выполнены осадками уже более молодого *палеоген-голоценового* возраста [2]. Взаимодействующие с Танлу разломы АПП (Намурхэ-Амурская, Наолихэ-Бикинская и др.) вели себя на протяжении всего новейшего этапа, в целом, более активно. Это и определило сохраняющуюся до настоящего времени *доминанту раздвигового режима* обеих впадин.

Ниже покажем специфику внутреннего структурирования российского фрагмента Иланьской ветви на новейшем этапе, с особенностями её знакопеременно-сдвигового взаимодействия с другими разломными системами азиатской окраины и её современной сейсмогеодинамики.

**Особенности новейшей структуры Танлу-Курского разлома (ТКР).** Структура Танлу-Курского разлома была заложена примерно на границе палеоцен–эоцен. Юго-западный фрагмент ТКР контролирует развитие западной краевой зоны Средне-Амурской впадины. В ходе взаимодействия с разломами Намурхэ-Амурской системы и Эхилканской зоной разломов он был фрагментирован и превращён в мощную (шириной до 25 км) разломную зону сложного внутреннего строения (см. рисунки 1 и 2, А). Здесь она насыщена серией локальных впадин-грабенов и разделяющих их инверсионных поднятий. Размер поднятий варьирует в плане от первых сотен метров до десятков километров. Самые крупные из них – поднятия Большие и Малые Чурки. Морфология этих поднятий подчинена северо-восточной

ориентировке ТКР. Южный фрагмент зоны ТКР – от Амура до Биробиджана – был изучен автором в ходе поисковых работ в 1974–1975 гг. девятью профилями рекогносцировочного бурения с комплексом методов структурной геофизики. Характер внутреннего строения этой части ТКР представлен на рис. 2, В.

Зона ТКР пересечена рекогносцировочным профилем с северо-запада на юго-восток, от сочленения Самаро-Дитурского и Бирофельдского грабенов, до выхода через инверсионное поднятие Большие Чурки за пределы зоны в Башмакский грабен. В центре зоны скважинами профиля вскрыты и другие инверсионные поднятия, не полностью прорвавшие чехол кайнозойских осадков. В рассматриваемом фрагменте на зону ТКР дополнительно воздействует меридиональная структура *Эхилкан-Ханкайского* разлома (ЭХР). Одним из результатов такого тройного взаимодействия (ТКР, ЭХР и широтных разломов Намурхэ-Амурской системы) и стало, по-видимому, расчленение расположенного южнее Лобэйского грабена на Самаро-Дитурский и Бирофельдский грабеновые структуры.

Структура ЭХР прослеживается по линии 132-го меридиана от Япономорской впадины на юге до зоны Пауканского разлома на севере (см. рис. 1). На юге (на территории Приморья) разлом контролировал развитие эоцен-плейстоценовых впадин Приханкайской группы Амура-Ханкайского рифтогена. Здесь ЭХР выглядит как разломная зона высокой активности. Она насыщена плейстоцен-голоценовыми (тектоническими и сейсмогенными) дислокациями, наложенными на породы фундамента рифтогена и на его эоцен-плейстоценовые осадки [10]. К северу от пересечения с ТКР, в пределах Мало-Хинганского блока Буреинского массива зона Эхилкан-Ханкайского разлома вмещает многочисленные радоновые аномалии – индикаторы её современной активности. А ещё севернее взаимодействие ЭХР с разломами Инкоу-Хинганской зоны определило развитие новейшей инверсионной структуры Эхилканской впадины: характер её осадочно-вулканогенного выполнения, наложенных на неё деформаций и процессов низкотемпературной аргиллизации [6, 13].

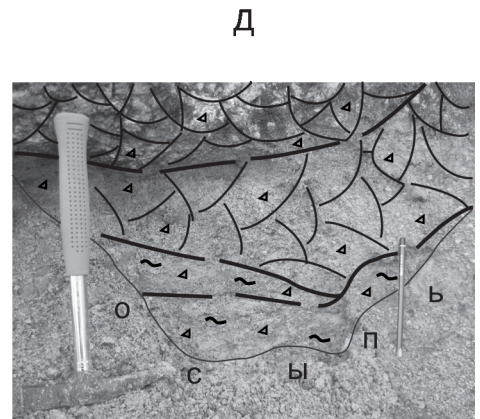
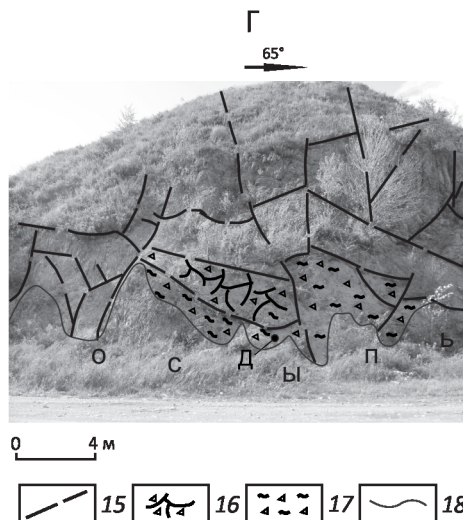
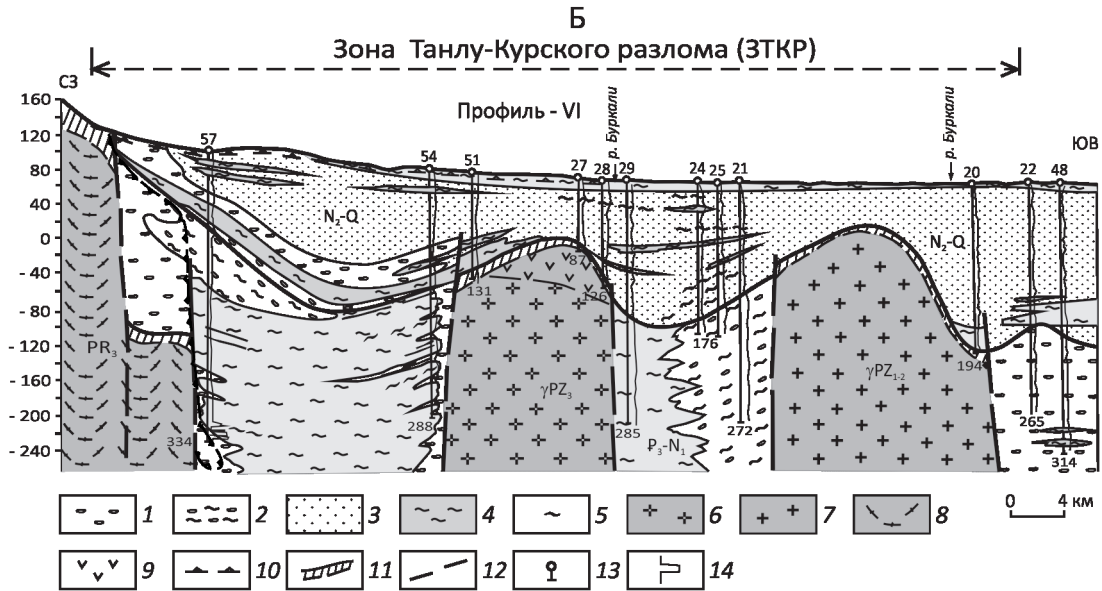
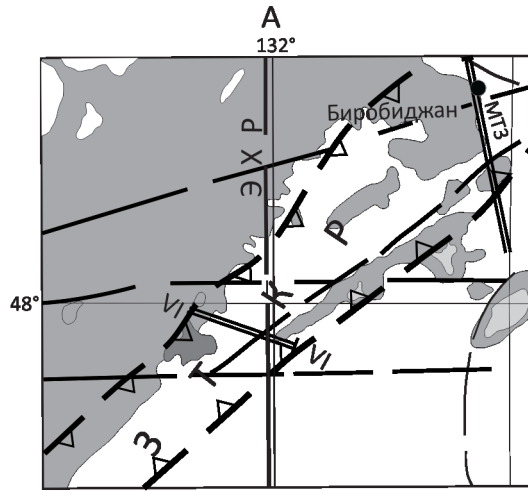
Прямые геологические наблюдения по контактам вложенных в зону ТКР инверсионных поднятий были получены на небольшой структуре у северо-западной окраины Биробиджана (см. рис. 2, В–Д). Здесь сложенный меловыми вулканитами локальный блок докайнозойского фундамента был выведен на поверхность в неоплейстоцен-голоценовое время, прорвав, в том числе, четвертичные осадки Биробиджанского грабена. Над их плоской поверхностью это ИП возвышается на 50 м. О молодости данного поднятия также свидетельствуют отсутствие на нём коры выветривания и сокращенная (до полного отсутствия) мощность современного почвенного слоя на его вершине. Вскрытые небольшими карьерами борта ИП сорваны по крутым взбросо-сдвиговым нарушениям с элементами надвиговых дисло-

каций. Притертые плоскости этих раскрытых нарушений покрыты зеркалами и бороздами скольжения. На юго-восточном контакте ИП деформированы также и осадки неоплейстоцена (см. рис. 2, Г–Д), в которых развит небольшой чешуйчатый взброс с зонами меланжа и милонитизации. Борт поднятия дополнительно осложнён здесь линейной сейсмодислокацией – структурой голоценового *сейсморва* (см. рис. 2, В).

Глубинная характеристика зоны ТКР представлена на геоэлектрическом разрезе (см. рис. 2, Е), составленном В.Б.Каплуном по данным выполненного им профильного магнито-теллурического зондирования (МТЗ) [5]. Описываемый профиль пересекает зону ТКР с вложенными в неё новейшими осадками Биробиджанского грабена, расположенного южнее Биробиджана. Западный борт грабена, граничащий с Шуки-Поктойским блоком Буреинского массива, выделяется на нём градиентной субвертикальной зоной, прослеживающейся на глубину более 6 км. На юго-востоке зоны профиль пересекает вложенное в ТКР инверсионное поднятие *Малые Чурки*, имеющее на профиле МТЗ выраженные тектонические ограничения. По данным проведённого геологического картирования [3] это поднятие сложено кремнистыми сланцами и вулканогенно-осадочными породами перми и триаса с прорывающими их меловыми гранитами. Верхняя часть разреза характеризуется обычными для этих пород сопротивлениями (200–600 Ом·м). Однако с глубины 2 км сопротивление резко падает до 50–100 Ом·м. В.Б.Капун это явление объяснил предположительно надвигом без расшифровки природы и механизма его образования. Данная ситуация находит, однако, вполне убедительное объяснение в контексте изложенной выше модели инверсионного поднятия. Под жёстким блоком поднятия Малые Чурки находится область дезинтегрированных, флюидо-водонасыщенных пород, для которых именно такие сопротивления и характерны. Это поднятие является отчетливо *бескорневым*. Здесь имеем редкий случай подкрепления охарактеризованной выше модели ИП *натурным экспериментом*, полученным, к тому же из независимого источника. Представляется, что области дезинтегрированных пород под этим и другими, подобными ему, инверсионными поднятиями могут являться потенциальными источниками пресных и (или) минеральных вод с весьма масштабными ресурсами.

Севернее Биробиджанского грабена, на выходе из Средне-Амурской впадины зона Танлу-Курского разлома под воздействием широтных разломов АГПП постепенно теряет свою выразительность. Её структура омолаживается, мощность сокращается, она начинает ветвиться на серию более локальных северо-восточных и меридиональных разломов. В наиболее выраженный восточный шов ТКР вложены инверсионные впадины – Иванковецкий и далее к северо-востоку Курский грабены. По данным В.Г.Варнавского [2], они выполнены осадками *олигоцен-четвертичного* возраста.





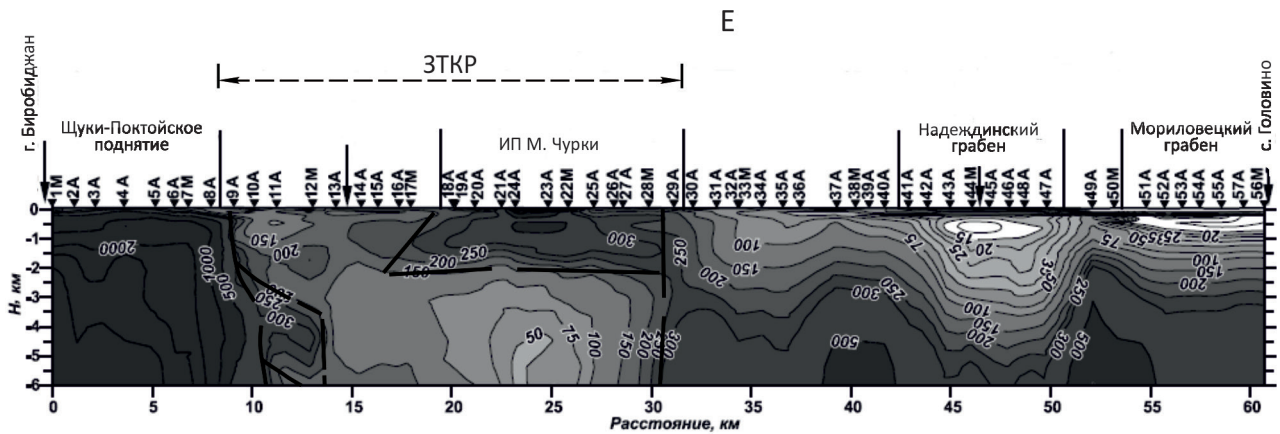


Рис. 2. Внутренняя структура Танлу-Курского разлома в западной краевой части Средне-Амурской впадины. Фото, документация и дополнения А.А.Коковина:

А – план; Б – разрез по профилю рекогносцировочного бурения VI: 1–5 – новейшие осадки: 1 – гравийно-галечные отложения, 2 – паттумы переменного состава, 3 – пески, 4 – глины, 5 – углистые глины и прослои бурых углей; 6–9 – породы фундамента: 6 – лейкограниты, 7 – гнейсограниты, 8 – метаморфические сланцы, 9 – вулканиты среднего-основного состава; 10 – линии выклинивания поверхностного и пластового окисления; 11 – кора выветривания пород фундамента; 12 – новейшие разломы; 13 – скважины и их номера; 14 – графики гамма-каротажа; В–Д – инверсионное поднятие в зоне Танлу-Курского разлома у северо-западной окраины Биробиджана (вид с юго-востока; на склоне ИП виден сейсморазрыв – линейная сейсмодислокация); Г–Д – взбросо-сдвиговые дислокации в нижней части борта ИП, 50 м севернее ситуации рис. В: Г – общий вид обнажения, Д – детализация: 15 – разрывные нарушения, 16 – зона меланжа, 17 – зона милонитизации с глиной трения, 18 – граница осыпи; Е – геоэлектрический разрез по профилю МТЗ [5]; на плане: VI–VI и МТЗ – линии профилей

Курский грабен с его новейшими осадками и пермско-триасовыми породами фундамента под влиянием сдвиговых систем ТКР и широтных разломов был взброшен в неоплейстоцене–раннем голоцене с амплитудой не менее 100 м, с образованием разновысоких блоков-клавиш. Структура грабена была в это время выведена из седиментации и трансформирована молодой тектоникой и сеймотектоникой. И уже в эту трансформированную структуру была врезана современная долина р. Кур. Характер развитых здесь дислокаций был исследован автором в 2005 г. в ходе 200-километрового водного (сплавного) маршрута, с непрерывными наблюдениями и детальной документацией 50 наиболее представительных обнажений в береговых уступах р. Кур.

На рис. 3, А–В представлены вскрытые уступом р. Кур неоплейстоцен-голоценовые дислокации осадков северо-западного борта грабена и пород его фундамента. Индикатором возраста этих дислокаций является смятый в складки и деформированный разрывными нарушениями прослой плейстоценовых коричнево-серых гумусовых глин, содержащих включения углефицированного растительного детрита. В то же время имеющиеся в них более крупные обломки древесины практически не затронуты углефикацией.

В береговых обнажениях р. Кур широко развиты также и раннеголоценовые сейсмодислокации (СД) – кли-

новидные и выдвиговые, являющиеся разновидностью «бескорневых» (поверхностных) СД, характерных для плейстосейстовых полей всех землетрясений. Здесь они дополнительно подчеркивают высокую современную активность ТКР. На рис. 3, Г–Е представлены клиновидные дислокации, обнажающиеся в левом (юго-восточном) борту р. Кур. Они накладываются на рыхлые песчано-галечные осадки неоплейстоцена-голоцена. Клинья этих сейсмодислокаций, препарированные водным потоком р. Кур, выполнены плотным, перетёртым глинистым материалом (глиной трения). Они контрастно выделяются на рыхлом грубообломочном фоне вмещающих их осадков. Галька у контактов с клиньями СД подвернута до вертикали, подчеркивая их морфологию и, соответственно, характер сформировавшихся этот клин напряжений сжатия с направленным вертикально вниз вектором.

Широко развиты здесь и структуры голоценовых сейсмогенных выдвигов – небольших блоков палеозойского фундамента, внедрившихся из бортов ТКР в современное русло р. Кур с амплитудой до 10–20 м. Наиболее яркую из этих структур иллюстрирует рис. 3, Ж–З. Подобные выдвиги, развивающиеся в активных разломах в береговых уступах рек, характерны для всей окраины Азии. Автор наблюдал их в береговых уступах рек Амур, Хор, Амгунь и Мын, а также на абразионных уступах Шантарских островов, локализованных в узле



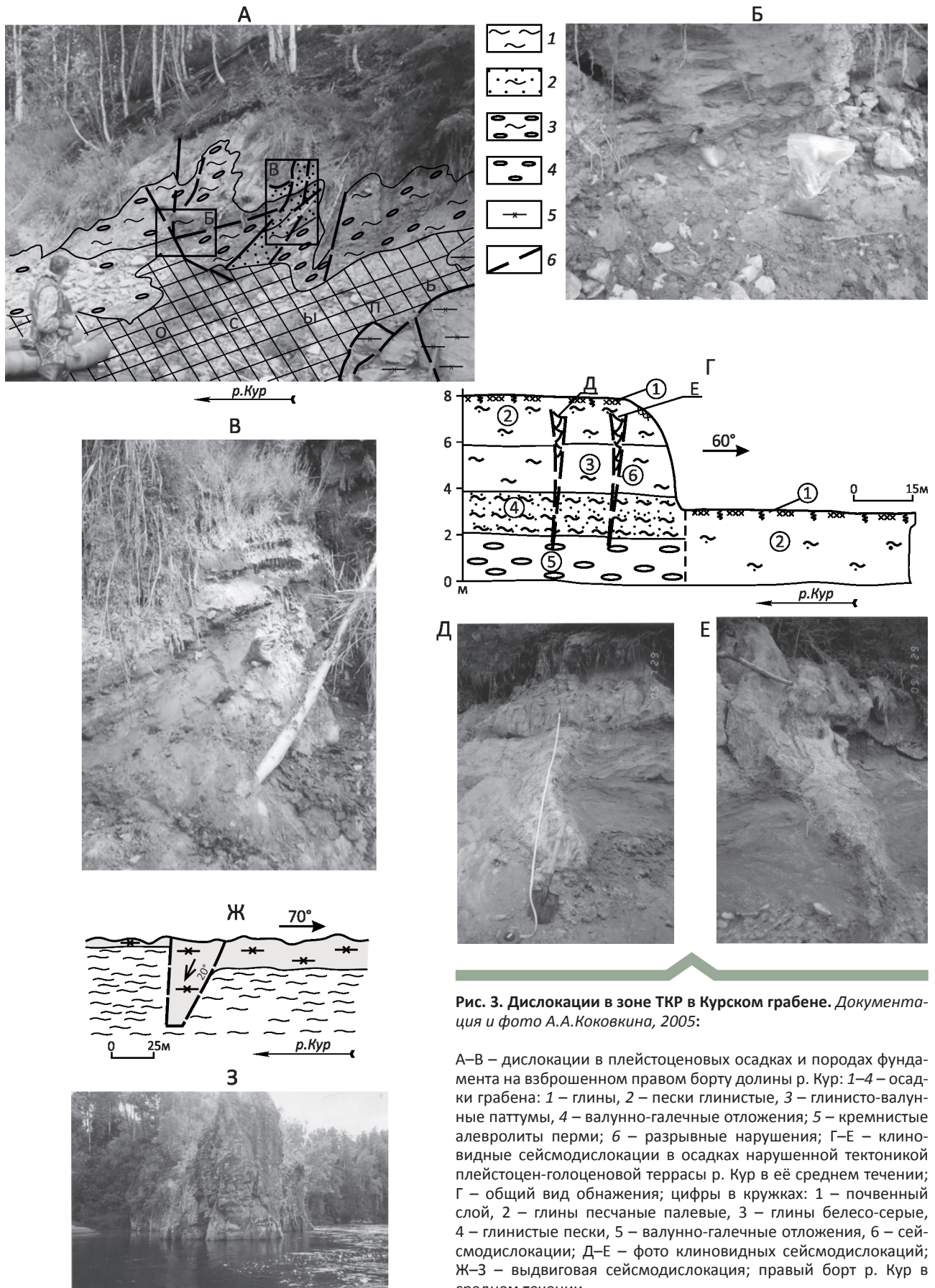


Рис. 3. Дислокации в зоне ТКР в Курском грабене. Документация и фото А.А.Коковкина, 2005:

А-В – дислокации в плейстоценовых осадках и породах фундамента на взброшенном правом борту долины р. Кур: 1-4 – осадки грабена: 1 – глины, 2 – пески глинистые, 3 – глинисто-валунные паттумы, 4 – валунно-галечные отложения; 5 – кремнистые алевролиты перми; 6 – разрывные нарушения; Г-Е – клиновидные сейсмодислокации в осадках нарушенной тектоникой плейстоцен-голоценовой террасы р. Кур в её среднем течении; Г – общий вид обнажения; цифры в кружках: 1 – почвенный слой, 2 – глины песчаные палевые, 3 – глины белесо-серые, 4 – глинистые пески, 5 – валунно-галечные отложения, 6 – сейсмодислокации; Д-Е – фото клиновидных сейсмодислокаций; Ж-З – выдвиговая сейсмодислокация; правый борт р. Кур в среднем течении

пересечения разломов Монголо-Охотской системы с разломами, контролирующими северное продолжение Амуро-Ханкайского рифтогена.

Модель формирования этих сейсмогенных выдвигов представлена в работе [8]. По этой модели в береговых уступах рек, озер и морей, вскрывающих борта активных разломов, действуют контрастные комплексные (плотностные, динамические, фазовые) барьеры, способствующие импульсной разгрузке накапливающихся в этих структурах напряжений сжатия. Одним из вариантов такой разгрузки и становятся «выдвиговые» структуры. Толчком к их формированию может стать любое из сейсмических событий, которыми насыщена активная окраинно-континентальная структура Востока Азии. В соответствии с закономерностями нелинейной геомеханики, заложенными М.А.Садовским и его последователями, «...даже малая амплитуда внешнего воздействия (например, микросейсм) может вызвать скачок деформации такого же порядка величин, что и вызываемые большой «пиковой» нагрузкой» [16, с. 89].

Севернее Биробиджана, к западу от зоны ТКР под влиянием разломов Намурхэ-Амурской системы отделился меридиональный *Тастахский* разлом. Здесь в него вложена современная долина р. Кукан. Далее к северу он взаимодействует с разломами *Инкоу-Хинганской зоны* (ИХР). В результате этого взаимодействия была существенным образом трансформирована вложенная в зону ИХР новейшая инверсионная структура *Верхне-Амгуньской* впадины. Характер развития структуры ИХР был исследован в работе [13].

Зона ИХР с системой её глубинных разломов северо-восточной ориентировки выглядит отчетливо несогласной по отношению к широтным и меридиональным разломным системам Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского поясов соответственно. По-видимому, она образовалась в результате взаимодействия их мобильных систем, расколов при этом жёсткую структуру Буреинского массива. Заложена она была, вероятно, ещё в мелу, когда контролировала формирование вулканотектонических структур (ВТС) Сунхуацзян-Баджальской вулканической зоны [4]. ВТС этой зоны (Баджальская, Таланджинская, Каменушинская и др.) выполнены, преимущественно, образованиями поздне-меловой базальт-андези-риолитовой формации.

Моделирование ИХР показало, что в конце плейстоцена юго-западная часть её структуры с вложенной в неё Верхне-Амгуньской впадиной была смещена правосторонним сдвигом по северо-западному нарушению с амплитудой около 10 км. Вместе с ней были смещены и перекрывающие эту часть впадины плиоцен-четвертичные базальты Сулукского плато. Этот сдвиг – один из результатов воздействия Тастахского разлома на Инкоу-Хинганскую зону.

Всё отмеченное, так или иначе, указывает на высокую активность *современной* геодинамики взаимодействующих сдвиговых систем Тастахского и Инкоу-Хинган-

ского разломов. На глубинном уровне эту активность иллюстрируют данные по комплексному геофизическому профилю Свободный–Комсомольск-на-Амуре–мыс Сюркум, заимствованные из работы А.Н.Диденко с соавторами [18]. Этот региональный профиль субширотной ориентировки пересекает узел сочленения Тастахского разлома с зоной ИХР в районе Баджала. На профиле их сочленение выражено контрастным поднятием поверхности Мохо, пониженной плотностью коры и высокими (1080°–1100°С) значениями её изоготерм. Данная ситуация свидетельствует о сквозьковом характере этого узла и, одновременно, о высокой активности его современной геодинамики с наличием здесь современного раздвигового режима.

К северу от ИХР Тастахский разлом деформирует восточный борт *Буреинского прогиба*. Проведённые ранее реконструкции [6, 17] показали, что прогиб, выполненный слаболитифицированными юрско-меловыми осадками мелкого моря, представляет собой *реликтовую* структуру – фрагмент крупного поздне-мезозойского окраинно-континентального (задугового) бассейна Тихоокеанской впадины. Она была отчленена от этого бассейна в позднем мелу–палеоцене в результате наращивания континентальной коры на востоке Азии, вызванного активизацией орогенеза. В конце новейшего этапа под влиянием очередной активизации орогенных процессов прогиб был дополнительно деформирован. В центре его, где преобладают тонко-обломочные осадки, была сформирована система линейных и купольных складок в комбинации с флексурами и разрывными нарушениями. Слабая выраженность дислокаций в осадках восточной части прогиба объясняется спецификой их литологии. По данным геологосъёмочных и поисковых работ [6, 15] доминируют слаболитифицированные конгломераты и гравелиты юры, которые наименее компетентны для развития в них необратимых деформаций. В этой грубообломочной среде напряжения сжатия разгружаются «на объём». Однако в прибортовых восточной и юго-восточной частях этой реликтовой структуры имеются ярко выраженные признаки масштабных сдвиг-надвиговых дислокаций. В целом характер современного состояния структуры Буреинского прогиба свидетельствует о воздействии на неё достаточно мощного пресса с востока и юго-востока со стороны новейших сдвиговых систем Тастахского и Инкоу-Хинганского разломов.

Представленные сведения свидетельствуют о высокой активности зон Танлу-Курского и Тастахского разломов на всём новейшем этапе их развития, и в том числе на его завершающей голоценовой стадии. Обе разломные структуры расположены на границе древнего жёсткого блока Буреинского массива с образованиями мобильной мезозойско-кайнозойской Сихотэ-Алинской системы и вложенным в неё новейшим Амуро-Ханкайским рифтогеном. Такие градиентные обстановки представляют собой контрастные



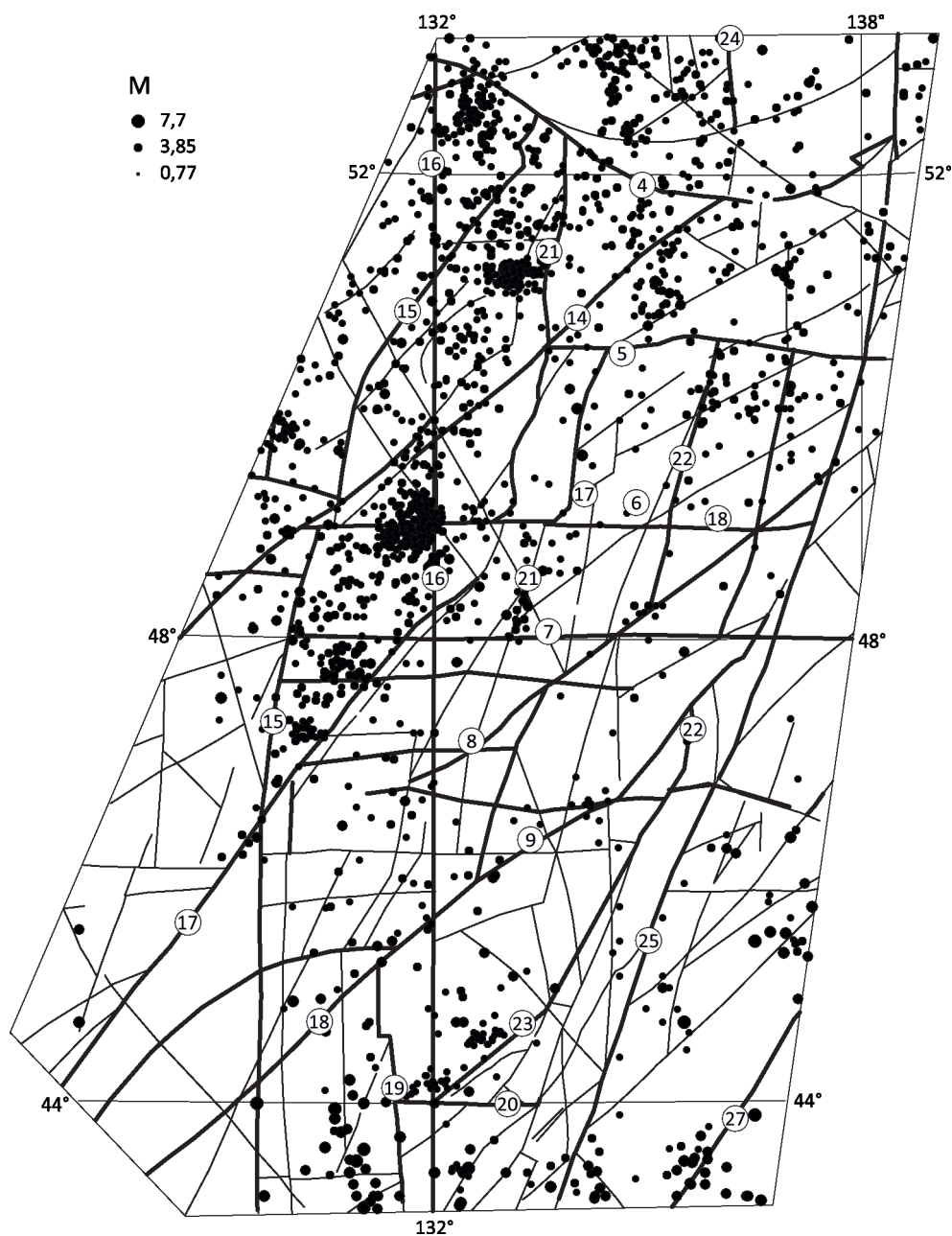


Рис. 4. Распределение эпицентров коровых землетрясений в структуре востока Азии на фрагменте с Танлу-Курским и Тастахским разломами. Из каталога землетрясений России за 2013 г. [20]

барьерные зоны, на которых разгружаются накопленные в коре напряжения сжатия [9]. Эту разгрузку здесь осуществляют разломы Иланьской ветви Танлу, развивающиеся в напряжённом знакопеременно-сдвиговом режиме. В процессе своего развития при взаимодействии с разломами других систем они насыщаются инверсионными структурами и становятся источниками землетрясений.

Последнее подтверждается характером *современной сейсмичности* рассматриваемой территории (рис. 4). Градиентная обстановка, к которой приурочена Иланьская ветвь, насыщена роями гипоцентров землетрясений, приуроченных к узлам сочленения её разломов с другими разломными системами. В пределах Средне-Амурской впадины два таких роя контролируются узлами сочленения зоны ТКР с широтными разломами

Намурхэ-Амурской системы. Севернее очередной рой землетрясений приурочен к Тастахскому разлому. Смещение этих роев относительно разломов Иланьской ветви можно объяснить отклонением от вертикали плоскостей разломов и осей их сочленения с другими разломами. Выраженный контроль роев землетрясений узлами пересечения разломов отражает активность современного состояния их длительного, сложноорганизованного знакопеременно-сдвигового взаимодействия.

Самое крупное за период наблюдений землетрясение интенсивностью около 8 баллов с эпицентром в районе Баджалского хребта в узле сочленения Тастахского и Ингоу-Хинганского разломов произошло в 1888 г. В каталоге И.Мушкетова и А.Орлова оно зафиксировано 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» [14].

В заключение отметим, что приведённые сведения по Иланьской ветви Танлу дают представление о характере её развития на новейшем этапе, с определённым акцентом на завершающую (голоценовую) стадию, о формировании внутренней структуры этой ветви и о взаимодействии её разломов с разломами других систем. При этом обозначено влияние этого взаимодействия на развитие всей окраинно-континентальной структуры востока Азии. В процессе работы над статьёй получена дополнительная информация по механизму знакопеременного сдвига и по его геологическим индикаторам – инверсионным структурам. Разработанная ранее модель инверсионного поднятия была подкреплена новыми доказательствами. Сформулируем основные выводы по проведённым исследованиям:

1. Иланьская ветвь Танлу, представленная на российской территории Танлу-Курским и Тастахским разломами, – это глубинная структура с выраженными признаками мантийного заложения и одна из самых активно развивавшихся на новейшем этапе структур Тихоокеанского подвижного пояса.

2. Иланьская ветвь развивалась в активном знакопеременно-сдвиговом режиме с омоложением к северо-востоку. На российском фрагменте характер её новейшего развития подчеркнут наличием в ней соответствующих по возрасту инверсионных структур, тектонических и сейсмогенных дислокаций.

3. Танлу-Курский разлом при взаимодействии с другими разломными системами определил ход структурирования западной краевой зоны Средне-Амурской впадины.

4. В процессе взаимодействия с Намурхэ-Амурской разломной системой разлом был фрагментирован и превращён в сложно построенную зону, насыщенную инверсионными поднятиями. Бескорневой характер этих поднятий ярко выражен на профиле МТЗ, пересекающем инверсионное поднятие Малые Чурки.

5. Севернее Биробиджана от зоны ТКР под воздействием широтных разломов Намурхэ-Амурской системы отделился Тастахский разлом. Олигоцен-четвертичная инверсионная структура Курского грабена, вложенная в северо-восточное продолжение ТКР, активно ведёт себя и в голоцене. Она была деформирована голоценовой тектоникой и сеймотектоникой.

6. Тастахский разлом, взаимодействуя с разломами Инкоу-Хинганской зоны, трансформировал новейшую структуру Верхне-Амгуньской впадины и позднемезозойскую структуру Буреинского прогиба.

7. Современная активность узлов сочленения разломов Илань с другими разломными системами подчеркнута приуроченностью к этим узлам роев гипоцентров коровых землетрясений.

8. Яркая выраженность структур Танлу-Курского и Тастахского разломов в окраинно-континентальной структуре востока Азии и их доступность выдвигают эти структуры в качестве высокоинформативных междисциплинарных исследовательских полигонов. На них может быть изучен механизм внутреннего структурирования разломов с особенностями взаимодействия разломных систем разной ориентировки.

*Автор благодарит за подготовку электронных версий рисунков к статье сотрудников лаборатории «Сейсмологии и сеймотектоники» ИГиГ ДВО РАН О.Н.Колягину и Н.В.Сатонину. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научно-го проекта № 16-05-00097.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бормотов В.А., Меркулова Т.В.* Кайнозойский этап развития северной ветви Танлу-Охотской рифтовой системы: глубинное строение и сейсмогеодинамика // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. №1. С. 26–41.
2. *Варнавский В.Г., Кириллова Г.Л.* Атлас структурно-литологических карт кайнозойских осадочных бассейнов Востока СССР. – Хабаровск, 1998.
3. *Васькин А.Ф.* Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Масштаб 1:1000 000. Лист М-53 (Хабаровск). 2006.
4. *Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий.* Масштаб 1: 2 500 000. Объяснительная записка / Л.И.Красный, А.С.Вольский, Пэн-Юньбяо и др. – С-Пб.–Благовещенск–Харбин, 1999.
5. *Каплун В.Б.* Геоэлектрические разрезы северо-западного борта Средне-Амурского осадочного бассейна (Дальний Восток) по данным магнитотеллурического зондирования // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 6. С. 50–62.
6. *Коковкин А.А.* Геодинамическая модель кайнозойского этапа развития континентальной коры юга Дальнего Востока России и уран-полиэлементное рудообразование / Автореф. д-р геол.-минер. наук. – М: РИС ВИМС, 2007. <http://vak.ed.gov.ru/announcements/geomin/573/>. <http://www.dissercat.com/>.

7. *Коковкин А.А.* Новейшая структура Сихотэ-Алинского орогена: эволюционная модель // Региональная геология и металлогения. № 52. 2012. С. 39–48.
8. *Коковкин А.А.* Комплексная эволюционная модель новейшей инверсионной структуры Хабаровско-Хехцирской системы поднятий // Отечественная геология. № 4. 2013. С. 32–41.
9. *Коковкин А.А.* Сейсмогеодинамика новейших структур Востока Азии: волновая модель / Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: VIII Косыгинские чтения: мат-лы всерос. конф., 17–20 сентября 2013, Хабаровск / Отв. ред. А.Н.Диденко, Ю.Ф.Манилов. – Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 404–407.
10. *Коковкин А.А.* Эоцен-голоценовая эволюция Синегорской рудномагматической системы (Южное Приморье) // Региональная геология и металлогения. № 59. 2014. С. 80–88.
11. *Коковкин А.А.* Эволюция новейшей окраинно-континентальной структуры Намибии и структура-антипод Востока Азии. Опыт междисциплинарного исследования на синергетической основе. – Саратов: Приволжская книжная палата, 2014.
12. *Коковкин А.А.* Волновая модель структурирования континентальной коры Востока Азии (на пути к парадигме волновой нелинейной геодинамики) // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ: мат-лы XLVIII тектонического совещания. Т. 1. – М.: ГЕОС, 2016. С. 248–252.
13. *Коковкин А.А.* Особенности новейшего этапа развития зоны Инкоу-Хинганского разлома // Региональная геология и металлогения. № 68. 2016. С. 42–51.
14. *Мушкетов И., Орлов А.* Каталог землетрясений Российской Империи. Записки Императорского русского географического общества. Т. XX-VI. – Санкт-Петербург, 1893.
15. *Путинцев В.К.* Геологическая карта СССР. Лист N-52(53). Зей (Новая серия). Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка. – Л., 1985.
16. *Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Сейсмический процесс в блоковой среде. – М.: Наука, 1991.
17. *Сейсмогеодинамика*, активные тектонические структуры и сейсмический процесс на востоке Азии / В.Г.Быков, В.А.Бормотов, А.А.Коковкин и др. // Изменение окружающей среды и климата природные и связанные с ними техногенные катастрофы: в 8 томах. Т. 1. Сейсмические процессы и катастрофы. – М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 44–65.
18. *Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса* / А.Н.Диденко, В.Б.Каплун, Ю.Ф.Мальшев, Б.Ф.Шевченко // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 29–47.
19. *Atlas of active faults in China.* Chinese working group of the project 206. Seismological press, 1989.
20. <http://www.wdcb.ru/sep/seismology/seismology.ru.html>

### ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РИСУНКОВ

Рисунки и другие графические материалы представляются в цветном или черно-белом варианте в электронном виде. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала (170x237 мм). Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: графический редактор Corel Draw, JPEG и TIFF (только для фото), диаграмма Microsoft Excel. Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. **Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются.** Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице. Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

## Верхнечетвертичная геология Родосской глубоководной впадины (Восточное Средиземноморье)

П.Н.КУПРИН, В.М.СОРОКИН (Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова; 119991, г. Москва, Ленинские горы, д. 1)

Разрезы верхнечетвертичных осадков подразделяются на верхние слои преимущественно бурой окраски с наибольшей мощностью до 45 см и подстилающие их серые и тёмно-серые слои, содержащие рассеянный гидротроилит или кристаллические слои сульфидного железа. В существенно глинистых илах много песка, алевролита, обломков пород и раковин ископаемых организмов. Частицы карбонатного вещества придают осадку высокую (37–43%) известковистость. Незначительные содержания оксидов Mg, Si и особенно Mn являются обязательным компонентом осадочных образований. Основная масса проб характеризуется невысоким количеством  $C_{\text{орг}}$  (до 0,5%), но в сапропелевидных илах его доля колеблется от 1 до 3,8%. В составе органического вещества (ОВ) определены  $C_{\text{орг}}$ ,  $N_{\text{орг}}$ , битумоиды и нерастворимая фракция. Геохимически это ОВ преобразовано очень слабо. В осадках преобладают беспорядочные текстуры, но встречаются интервалы, где видна слоистость, перемежаемость слоёв, турбидитового и контуритового типа текстуры. Разрезы даже близкорасположенных геохимических станций не коррелируют между собой.

*Ключевые слова:* Средиземное море, Родосская впадина, верхний плейстоцен, голоцен, осадки, седиментогенез.

Куприн Павел Николаевич  
Сорокин Валентин Михайлович



kuprin@geol.msu.ru  
sorokin@geol.msu.ru

## Late quaternary geology of rodos deep-sea basin (eastern mediterranean sea)

P.N.KUPRIN, V.M.SOROKIN (M.V.Lomonosov Moscow State University)

The studied sections of Late Quaternary sediments were composed of the upper layers, up to 45 cm thick, of predominantly brown color, and of the underlying gray and dark-gray layers containing scattered hydrotroilite or crystalline laminas of iron sulfide. In clayey silt, there is an abundance of sand, silt, rock fragments, and shells of fossils. The particles of carbonate sediment provide for high (37–43%) calcareousness. Oxides of Mg, Si, and, especially, Mn in low concentrations are essential components of sedimentary formations. The majority of samples have low  $C_{\text{org}}$  (0,5%); however, in the sapropel silts, its share ranges from 1 to 3,8%. The organic matter (OM) was analyzed for organic carbon ( $C_{\text{орг}}$ ), total N ( $N_{\text{tot}}$ ), bitumens, and the insoluble fraction. This OM is very poorly geochemically transformed. Irregular textures dominate in the sediments, but, there are intervals with visible bedding, alternation of laminas, turbidite and contourite textures. The sections of even closely located geochemical stations do not correlate.

*Key words:* Mediterranean Sea, Rodos basin, Upper Pleistocene, Holocene, sediment, sedimentation.

До сих пор о Родосской котловине – самой глубокой структурной форме на дне Средиземного моря – написано совсем немного и главным образом только об её шельфовой части. Не было сведений о глубине её днища, о соотношении с соседними элементами тектонической структуры и формами донного рельефа. И совсем ничего не говорилось о составе и свойствах верхнечетвертичных осадков и геологической истории этой эпохи.

Цель настоящей статьи – в самом общем виде поставить эти вопросы и решить некоторые из них уже сегодня.

### Геодинамическое и географическое положение.

Родосская впадина – небольшая область западной периклинали Эллинского глубоководного жёлоба (ЭГЖ), составляющая важную часть Пинд-Критско-Родосской островодужной системы (П-К-Р ОДС), границей которой на западе является пространство от о. Керкира (граница Греции и Албании) до г. Анталья (Турция) на востоке. Днище этого района ОДС осложнено на востоке впадиной Анталья, а на западе глубокими впадинами Родосской и С.Вавилова. Однако показанная на ряде карт К.М.Шимкусом глубина впадины С.Вавилова



(5121 м) признаётся далеко не всеми учёными, считающими её гораздо меньше 5000 м.

Северная граница П-К-Р ЭДС проходит по бровке континентального склона сухопутной Турции, осложнённого многочисленными каньонами, висячими ущельями, руслами современных, в основном временных водотоков. Южная граница Родосской впадины образована вытянутой зоной погребённого Восточно-Средиземноморского вала. На меридиане о. Крит ось ЭГЖ, так же как и гребень Восточно-Средиземноморского вала делает резкий изгиб от Европы к Африке.

П-К-Р ОДС и входящие в неё структуры сформировались в миоцене, не раз переформировывались, а современный облик она приобрела в позднем (?) плиоцене. Для Родосской впадины характерна высокая тектоническая активность, проявляющаяся в сейсмичности, колебании блоков земной коры, их перемещении, землетрясениях. Эпицентры последних формируют фокальную поверхность, имеющую общий наклон в сторону Африки. Неоген-четвертичный комплекс отложений мощностью до 1000 м сформировался на последних этапах развития орогенной фазы Тетиса [6–8, 10, 12–14].

Источником осадочного материала главным образом терригенного происхождения являлись разновозрастные отложения горных хребтов Турции и о. Родос [8]. Особенно важную роль играли породы Ликийского покрова [4, 9], в составе которого преобладают мезозойские мелководные и глубоководные осадочные породы и содержатся базальтовые вулканиты.

Родосская впадина – вторая по глубине после впадины С.Вавилова. Наибольшая известная глубина её 4480 м находится на параллели к востоку от средней части о. Родос. Днище впадины плоское, но и на нём просматриваются следы водотоков [1]. Шельф узкий, уступы континентального склона достаточно крутые, изрезаны множеством мелких подводных долин различного генезиса.

Климат и гидрология водной толщи Родосской впадины являются типичными для всего Средиземного моря. Реки, стекающие с гор Турции и о. Родос, в сухое летне-весеннее время в основном маловодные. Однако в осенне-зимний период, когда выпадает много атмосферных осадков, они становятся полноводными и даже бурными. Особенно велика их роль в привносе огромного количества взвешенного материала со стороны Турции. В Родосскую впадину разгружаются реки Даламан, Коджачай, Карачай, Агва, Кариман и множество мелких речек. Реки о. Родос маловодны и представляют собой по существу временные водотоки. Самая крупная из них – р. Гадура.

Средняя температура зимой в рассматриваемом районе Средиземного моря колеблется от 14° до 16°С, летом – от 26° до 28°С, а над Родосской впадиной достигает 30°С. Здесь господствует климат морского типа. Температура поверхностного слоя воды зимой и

летом почти такая же, как и температура воздуха – соответственно 15°–17°С и 25°–28°С. Температура воды на глубине 2500 м зимой и летом составляет 13,70°–13,73°С и является однородной и весьма стабильной. Солёность воды в поверхностном слое зимой и летом держится на одинаковом и очень высоком уровне – 38,5–39,0‰. Примерно такой же она является и в промежуточном слое, в ядре так называемой левантийской водной массы. В придонном слое солёность понижается до 38,7–38,9‰. Плотность воды поверхностного слоя зимой изменяется от 28 до 29, а летом – от 26,0 до 26,76 условных единиц. Наиболее плотные воды находятся в центре Родосской впадины – 29,1–29,15 условных единиц.

Изучаемый регион характеризуется активным режимом циркуляции поверхностных, промежуточных и глубинных вод. Зимой движение вод поверхностного слоя (50–90 м) ориентировано с северо-запада на юго-восток и происходит под действием господствующих в это время ветров. Летом бывают неоднородные режимы движения и перемешивания вод преимущественно южного направления и в виде полос. Вследствие многочисленных причин южная полоса вод перемещается в восточном направлении. Северная полоса движется в западном направлении. Изменение направления движения вод, особенно в поверхностном и промежуточном слоях, представляется непрерывным и проходит в течение практически каждого месяца, но совершенно определено в каждый из климатических сезонов. Это обуславливает появление множества циклонических круговоротов. Движение глубинных вод изучено слабо.

**Материалы и методы.** Работа основана на анализе эхолотных промеров дна и изучении состава и свойств верхнечетвертичных осадков, поднятых в 1986 и 1991 гг. в рейсах НИС «Московский университет». Сведения о фактическом материале представлены на рис. 1, А. Преобладающая часть осадков получена из подводных долин северного склона Родосской впадины и прилегающей к нему глубоководной котловины. Учитывая сложный донный рельеф, авторы данной публикации расположили геологические станции и сочленяющие их эхолотные профили таким образом, чтобы лучше всего исследовать, с одной стороны, русло и окрестности главной подводной долины, а с другой – наиболее глубокую часть днища самой впадины. До этих исследований здесь не было поднято ни одной колонки осадков. Всего было отработано 25 станций, причём только на четырёх из них не удалось поднять достаточно представительную пробу. Эти станции находятся в самой глубокой части русла долины, и в грунтовых трубках оказались разобшённые мелкая галька, гравий, крупнозернистый песок, обломки раковин пелелипод крупных размеров, куски известняковых и магматических пород со смежной суши. Толщина такого слоя осадков не превышала 8–9 см.

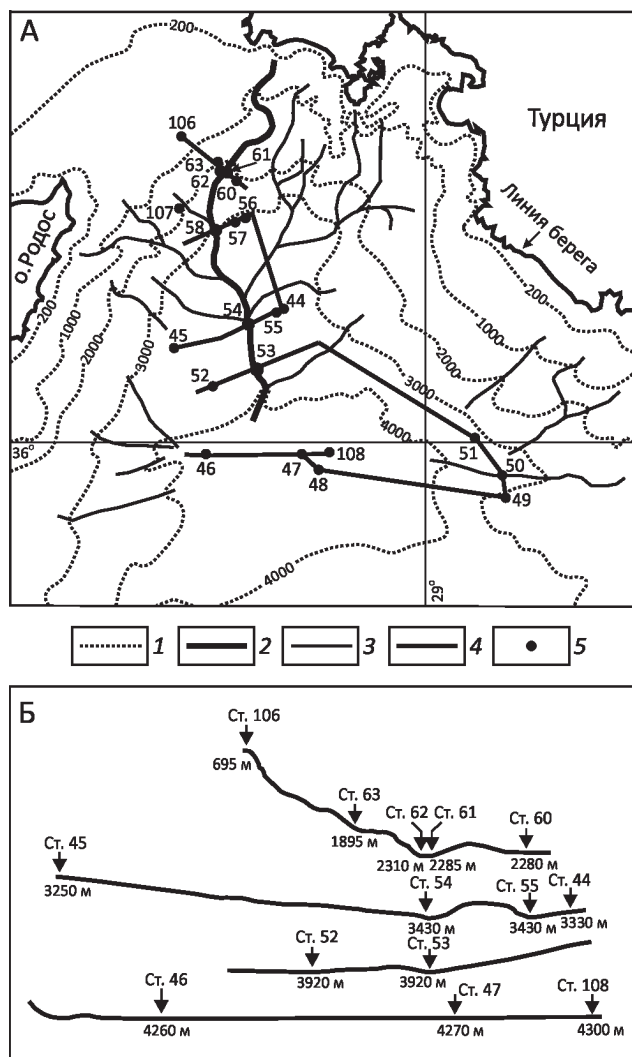


Рис. 1. Схема фактического материала (А) и строение рельефа дна по линиям эхолотных промеров с положением мест отбора осадков (стрелки) и глубинами моря (Б):

1 – изобаты, м; 2 – русло осевой подводной долины; 3 – русла локальных подводных долин; 4 – линии эхолотных профилей; 5 – геологические станции

На борту судна пробы осадков были подробно описаны. Лабораторные исследования осадков включали определения гранулометрического и минерального составов, содержания  $\text{CaCO}_3$ , оксидов Ca, Mg, Mn, Si аморфного, физико-механические свойства осадков. Гранулометрический анализ выполнен непрерывным водным методом по В.П.Петелину с просеиванием через сито с диаметром ячейки 0,063 мм и последующим отбором проб пипеткой из водной суспензии. При этом границы между структурными типами осадков приняты для песков >0,063 мм, для глины <0,005 мм, что максимально приближено к классификации С.К. Wentworth [14].

Гранулометрический состав песчано-алевритовых прослоев выполнен ситовым методом. Содержание  $\text{CaCO}_3$  определено газометрическим методом. Органическое вещество осадков изучалось по стандартной методике с определением  $\text{C}_{\text{орг}}$ ,  $\text{N}_{\text{общ}}$ , битумоидов, гуминовых кислот и легкогидролизуемых компонентов.

Микростроение и петрографический состав осадков изучен на поляризационном микроскопе Axioscope-40Pol (Carl Zeiss), оборудованном цифровой фотокамерой. Состав глинистых минералов определён на рентгеновском дифрактометре ДРОН-3 с использованием медного катода. Количественный расчет выполнен по методу Р.Е. Biscaye [3].

**Результаты исследований. Рельеф дна.** Исследованный район расположен на северном склоне Родосской глубоководной впадины на глубинах от 700 до 4300 м и охватывает континентальный склон, подножие континентального склона и дно котловины. Участок континентального склона к северо-востоку о. Родос занимает промежуточное положение между собственно островным склоном, протягивающимся в меридиальном направлении, и континентальным склоном Турции, имеющим широтное на севере и субмеридиальное на востоке простирание. Эта переходная зона обладает своеобразным рельефом дна и характеризуется очень пологой и широкой верхней частью (до глубин 1000 м) с углом наклона  $0,5^\circ-1^\circ$ , крутой средней частью (1000–3000 м) с наклоном около  $13^\circ$  и широким (до 30 км) континентальным подножием. Крутая средняя часть склона осложнена несколькими ступенями, имеющими вид горизонтальных террас шириной 1–1,3 км, а также прорезана многочисленными каньонообразными долинами, особенно в восточной части.

Эхолотными промерами была исследована одна из долин, пересекающая описанный склон (см. рис. 1, Б). В его верхней части она имеет юго-западное простирание, затем поворачивает на юг на крутом участке и проходит на юг-юго-восток вблизи подножия. До глубины около 2000 м долина почти параллельна склону о. Родос, так что крутизна её северо-западного борта составляет  $10^\circ-12^\circ$ . Восточный борт образован «водоразделом» амплитудой 140 м относительно днища. Долина имеет U-образный профиль, ширина по дну около 0,7 км, наклон восточного борта  $3^\circ-4^\circ$ . «Водораздел», по-видимому, непрерывно тянется вдоль русла до глубины 3500 м. К западу от него долина вбирает в себя боковые врезы с западного, родосского склона. Таким образом, водораздел, по-видимому, отделяет западную долину от привноса материала со стороны Турции, а восточную – от сноса с о. Родос. В нижней части склона западный борт основной ложбины уже очень пологий с наклоном не более  $1^\circ-1,5^\circ$ , а водораздел в поперечном сечении представляет собой поднятие высотой около 150 м с седловиной на своде.

Вниз по склону западная и восточная ложбины сливаются в одну и ограничиваются с запада пологим

поднятием амплитудой 50 м от слабовыраженных долин склона о. Родос. На глубинах 4100–4150 м все долины образуют шлейф конусов выноса, формирующих ровное горизонтальное днище Родосской впадины.

**Структура разрезов и литолого-фациальная характеристика осадков.** Серия эолотных профилей между геологическими станциями пересекла на разных гипсометрических уровнях русло главной подводной долины Родосской впадины. Разрезы геологических станций на самом северном профиле дают представление о структуре осадков участка, расположенного в пределах наиболее крутой части континентального склона (рис. 2, А, Б).

В колонке станции 61, расположенной в левой части русла, на уплотнённой глине доюрмского (?) возраста (33–73 см) с полосами ожелезнения оранжево-жёлтого цвета с размывом залегает сначала серый (15–33 см), а затем светло-коричневый (0–15 см) известково-глинистый ил с остатками птеропод и фораминифер, с полосами оксидного железа и линзами-карманами крупного алеврита – крупнозернистого песка.

В осевой части русла, приближенной к правому склону (ст. 62), вскрыт иной разрез. В его нижней половине глубже 50 см лежит серый ил, плотный со значительным количеством включений в виде кусков различного по цвету ила, мелких окатанных и неокатанных обломков известковых пород размером до 2 см, раковинного детрита, песка. На некоторых уровнях видны следы течения глинистого материала. На контактах глинистых включений есть присыпки песка. Сложный характер строения пачки указывает на её потоково-оползневой генезис. Выше (10–50 см) по эрозионной границе на линзе тонкозернистого песка залегает пачка серо-зелёного глинистого ила с прослоями мощностью до 1 см, обогащёнными иглами птеропод, ориентированными по напластованию. Этот ил обогащён рассеянным (РОВ) и детритным органическим веществом. В описываемой пачке наблюдаются прослойки заиленного фораминиферного песка мощностью 1–3 см и слойки алеврита мощностью до 2 мм. Характер строения толщи указывает на участие в её образовании потоков осадочного материала. Венчается разрез горизонтом неплотного известково-глинистого ила (0–10 см) светло-коричневого цвета с редкими биогенными остатками и линзами-карманами тонкозернистого песка. Расположение описанной колонки у крутого внешнего борта долины в месте изгиба её русла предопределяет, с одной стороны, развитие оползневых процессов, а с другой, выпадение материала из осадочных потоков в местах их замедления. В конце голоцена осадочный материал выпадал преимущественно из пелагической взвеси.

Разрез станции 107а характеризует высокий борт правого притока главного русла в средней части островного склона. Большая часть колонки (0–96 см) сложена известково-глинистым илом светло-коричневой окраски с неравномерным распределением обломков птеропод и

фораминифер. В интервале 28–35 см в ил внедрён инородный материал: куски сапропеля, другого по цвету глинистого ила, обломки мергеля. В интервале 53–61 см отмечены складки течения (конволютная слоистость). В нижней части разреза (95–105 см) лежит горизонт сапропелевого ила с тонкослоистой текстурой.

На уступе нижней части правого борта долины (ст. 63) разрез более однообразный. Здесь преобладает однородный известково-глинистый ил светло-коричневого цвета в верхней трети и серого цвета ниже отметки 35 см, с включениями биодетрита песчаной размерности, с 5-сантиметровым прослоем бледного тёмно-зелёного сапропелевого ила с гидротроилитовыми слойками. В интервале 10–15 см присутствует несколько миллиметровых слойков тонкозернистого песка с полосами ожелезнения, ниже – с тонкими ходами илоедов. Несколько прослоев пиритизированного тонкого песка отмечены в нижней трети данной колонки. В целом описанный разрез говорит о преимущественно пелагической природе ила, а наличие прослоев песка – о возможных заплесках из мутьевых потоков.

Выше по склону за пределами борта долины (ст. 106б) разрез состоит из пелагических известково-глинистых илов (верхние 30 см) с тонкими слойками тонкозернистого песчаного материала.

На внешнем склоне невысокого левого борта за небольшим водоразделом в основании вскрытого разреза голоценового возраста (ст. 60) лежит тёмно-зелёный сапропелеподобный ил (97–127 см) с примесью мелкого биодетрита как в массе, так и в тонких слойках. В интервале 38–97 см расположен крупно- и тонкополосчатый известково-глинистый ил с двумя участками мощностью до 10 см, обогащёнными песчаным материалом вплоть до тонких дискретных слойков. Ил содержит обломки раковин птеропод и фораминифер. Особенности разреза говорят о преимущественном осаждении глинистого материала из пелагической взвеси, изредка прерываемом внедрением потоков других осадочных материалов.

Гипсометрически ниже описанного профиля на правом борту русла долины (см. рис. 1, ст. 58) обнажаются плотные коренные породы, так как наконечник трубки был деформирован в результате удара. Можно предположить, что на этом участке она врезалась в коренные породы, а более молодые осадки здесь не накапливались из-за промывного режима.

В параллельном русле примерно на том же гипсометрическом уровне (см. рис. 1, ст. 57) вскрыта пачка нерегулярно переслаивающегося известково-глинистого ила коричневых тонов, составляющего основу колонки, и серых алевритово-песчаных прослоев мощностью от 1 мм до 4 см. Всего в разрезе насчитывается более 70 таких прослоев. Их число возрастает в интервале 30–100 см. Часть прослоев светло-коричневой окраски, большинство же – тёмно-серой. Более тонкие разности сравнительно однородны по размерности – это, как правило, мелко-тонкозернистый песок с резкими



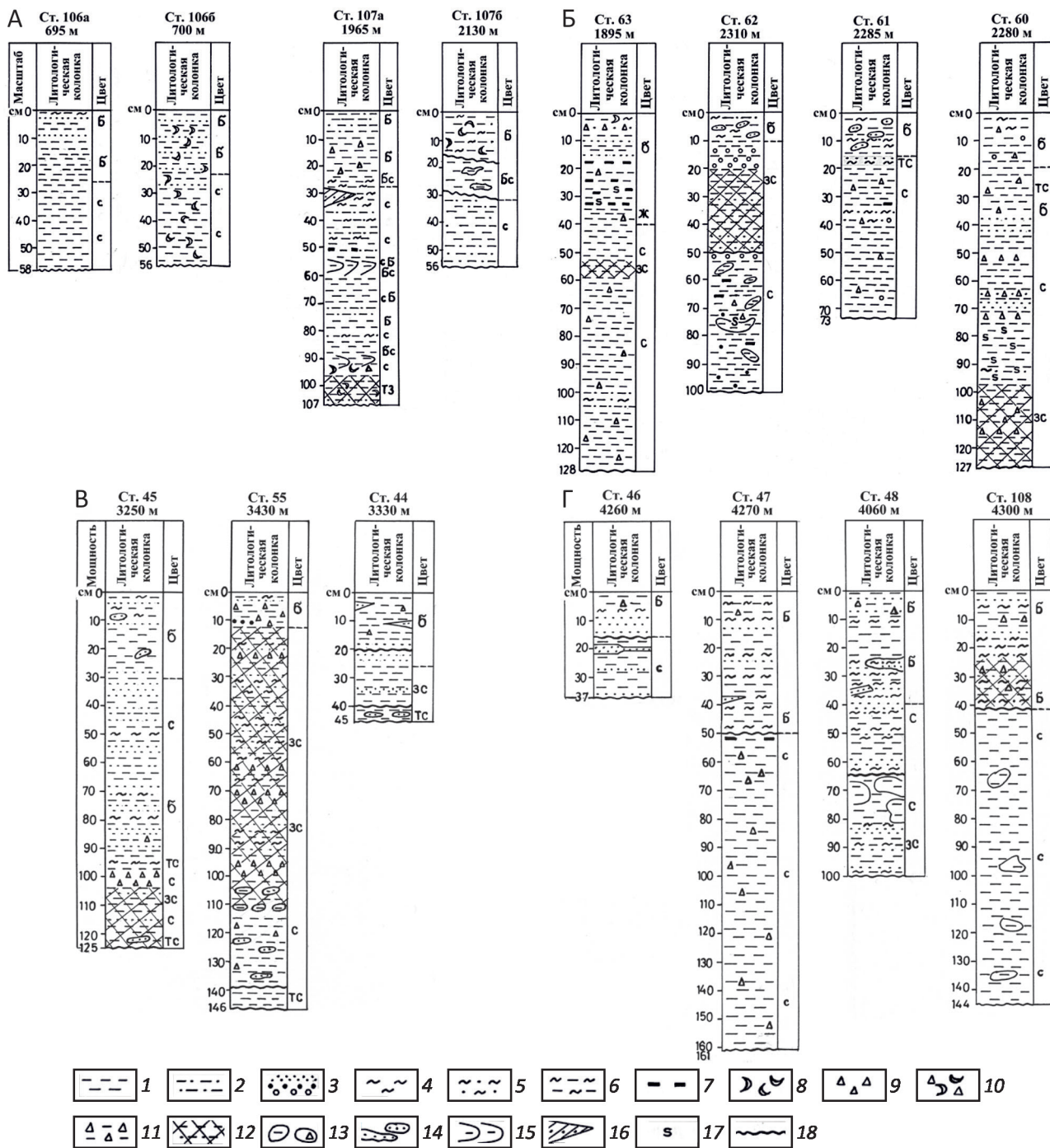


Рис. 2. Строение разрезов верхнечетвертичных осадков: А – северо-западная часть склона котловины; Б – верхняя часть осевой долины; В – нижняя часть северного склона котловины; Г – северная часть дна котловины:

типы осадков: 1 – илы глинистые, глины, 2 – илы песчаные, песчано-глинистые, 3 – разнозернистые пески, 4 – алевриты, 5 – песчаные алевриты или алевритистые пески, 6 – илы алевритово-глинистые; 7 – включения гидротроилита, прослойки сульфидов железа; 8 – раковины; 9 – детрит раковинный; 10 – раковинно-детритовый осадок; 11 – илы глинистые с раковинным детритом; 12 – илы глинистые, местами опесчаненные, сапропелевидные; 13 – пятнистые текстуры; 14 – линзы песков и алевритов; 15 – линзы и включения инородных илов глинистых; 16 – гнезда, линзы, слойки инородных песков, алевритов, кусков ила глинистого; 17 – следы течения осадка; 18 – поверхности перерыва и (или) размыва; цветовая окраска осадков: б – бурые, светло-коричневые, палевые; с – серые; сз, зс – серо-зелёные, зеленовато-серые; тс, ст – тёмно-серые, серовато-тёмные, тёмно-тёмно-серые; тз – тёмно-зелёные; бс, сб – буровато-серые, серовато-буроватые; ж – оранжевые, жёлтые; расположение разрезов см. на рис. 1, А



границами. Для крупных прослоев характерно более сложное строение. Нижняя их часть с эрозионной границей сложена среднезернистым песком с небольшой примесью илистого материала. Вверх по разрезу (0–30 см) он сменяется мелкозернистым песком с биодетритом. Венчается прослой в одних случаях горизонтом тонкозернистого песка или алевролита с мелкими линзами глинистого ила, а в других – алевроитовым илом также с линзами тонкозернистого песка. В ряде интервалов отмечены 4–5-см участки ритмичного переслаивания 1-мм слойков однородного тонкого песка и 5–6-мм слойков глинистого ила. Описанная пачка плавно переходит вниз по разрезу в серую пачку плотных глинистых илов.

Анализируя приведённый разрез, можно говорить о большой роли в его создании обломочного материала потоков разного типа. Это обусловило формирование различных по составу и мощности песчаных и глинистых прослоев. Описанный разрез, характерный для конусов выноса, образовался в зоне разгрузки боковых водотоков в месте создания небольшого конуса выноса.

В нижней части главного русла в месте его выполаживания при выходе на подножие континентального склона осадки представлены отложениями обломочных потоков: в основном мелкой галькой разнообразных пород, гравием, крупнозернистым песком, биодетритом, остатками древесины. Всё это перекрыто и разбавлено небольшим количеством современного светло-коричневого ила.

Весьма интересный разрез вскрыт на склоне куполообразного поднятия, разделяющего два русла (см. рис. 2, В, ст. 55). Под маломощным горизонтом неплотного, полосчатого, известково-глинистого ила с биодетритом, линзами и прослоями тонкозернистого песка с градиционной слоистостью (0–12 см) лежит метровая пачка тёмно-зелёного слабосапропелевого ила со слоистой текстурой. В ней чередуются слои тёмно-зелёного глинистого ила с максимальным количеством ОВ (сапропелеподобный ил) и бледно-зелёного глинистого ила. Мощность первого достигает 15 см, второго – 1,5 см. В сапропелеподобном иле обнаружены прослойки раздробленных раковин птеропод толщиной до 1 см. Они отличаются резкой нижней границей и постепенным переходом в вышележащий ил с градиционной слоистостью. Кроме этих прослоев здесь имеются слойки фораминиферового песка с глинистым матриксом толщиной до нескольких миллиметров с резкими границами. В иле присутствует крупный и мелкий растительный детрит. В нижней части описываемого горизонта (139–146 см) отмечены внедрения кусков голубого ила размером до 1 см и целых раковин птеропод, указывающих на переотложение материала. По эрозионному контакту, подчёркнутому наличием кусков нижележащего ила и обогащением песком, под сапропелеподобной пачкой лежит плотный голубоватый известково-глинистый ил с биодетритом и линзами песка (114–139 см), пере-

ходящий вниз по неровной границе в плотный тёмно-серый ил с участками полосчатости.

Приведённые данные указывают на то, что в формировании разреза в этом месте Родосской впадины участвуют процессы переотложения материала и выпадения его из осадочных потоков. Об этом говорят прослойки биогенного материала с градиционной текстурой фораминиферового песка, резкие эрозионные контакты слоёв и следы внедрения инородного материала. Поступление материала в этом месте происходило путём осаждения из мутьевых потоков, стекающих по боковым ложбинам с восточного континентального склона, а также размыва осадков со склонов предполагаемого поднятия.

Именно на такой механизм осадконакопления указывает и разрез станции 44 (см. рис. 2, В), в котором в известково-глинистом иле (0–20 см) наблюдается большое количество линз и тонких прослоев песка местами с растительным детритом, что говорит о разгрузке материала потокового происхождения.

Строение осадков на конусе выноса небольшого каньона на склоне о. Родос (ст. 45) заметно отличается от соседних участков. Верх колонки сложен неплотным позднеголоценовым известково-глинистым илом светло-коричневого цвета с несколькими маломощными (2 мм–1 см) прослоями и линзами мелкозернистого песка серого и коричневого цветов (см. рис. 2, А). С постепенным переходом под ним лежит ритмично построенная пачка толщиной до 60 см известково-глинистого ила светло-коричневой и серой окраски, содержащая слойки мелко-среднезернистого песка. Мощность прослоев изменяется от 1 мм до 1 см, в основном она менее 5 мм. Слойки серые и светло-коричневые. Часть их имеет параллельные границы, часть – сходящиеся. На некоторых слойках видна волнистая слоистость, но иногда они расщепляются и содержат линзы ила. Границы песчаных и алевроитовых слойков резкие, эрозионные; сами они однородные без видимой слоистости. Структуру разреза в интервале 28–89 см можно отнести к турбидитовому или контуритовому типу. Под описанными отложениями (89–105 см) залегает преимущественно серый известково-глинистый ил с примесью биодетрита и редкими слойками-линзами алевроита и песка в верхней части. По резкой границе илы переходят в тёмно-серый с зеленоватым оттенком сапропелевидный осадок, для которого характерна горизонтально-слоистая текстура, обусловленная чередованием чистого глинистого ила толщиной до 2 см и зеленоватого сапропелеподобного ила, насыщенного детритом птеропод и фораминиферами, с возрастающей сверху вниз толщиной от 0,5 до 2 см, с резкой нижней границей и градиционной текстурой. В средней части рассматриваемого интервала (105–125 см) имеется несколько слойков тонкозернистого пиритизированного песка толщиной до 2 мм. Можно утверждать, что и эта часть разреза во многом обязана своим происхождением действию потоков осадочного материала,

переноса помимо песка, ещё и органогенный детрит. В самом низу (115–125 см) вскрытого разреза лежит тёмно-серый алевритово-глинистый ил с тонкими линзами и прослоями мелкозернистого песка. С некоторой натяжкой разрез осадков станции 45 может быть скоррелирован с разрезом станции 55, расположенной на противоположной стороне русла каньона.

Вниз по склону на периферии конуса (ст. 52) вскрыт схожий разрез трёхчленного строения с менее мощной верхней пачкой (0–12 см) и гораздо меньшим количеством более тонкого песчаного и алевритового материала, образующего слойки и линзы. При этом значительная часть обломочного материала представлена биогенным детритом белого цвета. В ряде прослоев видна нечёткая градационная слоистость с постепенным переходом от алеврита и песка к илу. Средняя, сапропелевидная пачка имеет в 3 раза большую мощность (36–97 см), но не содержит прослоев песчаного материала. Можно говорить о более спокойных условиях её накопления с преобладанием процессов пелагической садки материала и менее интенсивным действием мутьевых потоков.

Разрезы осадков геологических станций 46–48, 108 (см. рис. 2, Г) дают представление об их строении на конусе выноса подводных долин в северной части днища Родосской котловины. В верхней части колонок залегают известково-глинистые илы с элементами цветовой полосчатости, в различной степени обогащённые грубозернистым материалом в виде тонких прослоев и линз тонко- и мелкозернистого песка, иногда биогенного.

В верхней части разреза станции 108 (5–42 см) встречены илы с нарушенной текстурой, указывающей на переотложение материала. По резкой границе ниже (42–144 см) лежит зеленовато-серый с коричневым оттенком, тонкий, гомогенный известково-глинистый ил с массивной текстурой. По составу и свойствам он аналогичен «гомогенитам», описанным для ряда районов Восточного Средиземноморья [6, 11].

Разрез станции 46 показывает строение осадков на конусе выноса в западной части Родосской впадины. Здесь под маломощным слоем (0–7 см) известково-глинистого ила светло-коричневого цвета залегает слой (9–17 см) слабозаиленного мелкозернистого песка с резкими границами. Скорее всего, он образован в результате выпадения частиц из высокоплотного потока осадочного материала. Чуть ниже отмечен ещё один (1–3 см) прослой светло-коричневого мелкозернистого песка с примесью биодетрита. Песок по резкому контакту переходит в серый известково-глинистый ил, в котором имеются нечёткие линзы алевритово-песчаного материала. Нижняя пачка (17–37 см) представляет собой гемипелагический осадок с незначительными линзовидными включениями осадочных частиц из низкоплотных потоков осадочного материала.

Колонка осадков ст. 48 была поднята со склона небольшого поднятия на днище Родосской впадины. Здесь

в основании разреза (82–100 см) лежит плотный известковый ил или глина серого цвета с полосчатой текстурой за счёт наличия ила светло-коричневого цвета с неровными нижними границами. В иле содержатся обломки птеропод, есть два миллиметровых слойки алеврита и тонкозернистого песка. Выше (82–65 см) по нечёткой границе расположена пачка с хаотичным сочетанием кусков ила различной окраски и плотности, с остатками птеропод, крупными ходами илоедов, заполненными жидким илом. Вверх по разрезу (0–65 см) по эрозионной границе с инородными кусками ила наблюдается переход описанных осадков в неплотный известково-глинистый ил разных оттенков светло-коричневого цвета, с полосчатой текстурой, прослоями тонко- и мелкозернистого песка толщиной до 5 мм с чёткими нижними границами, иногда слоистыми. Структурно-текстурная особенность разреза предполагает участие в его образовании как потоков осадочного материала, так и оползней, причём поступление материала, очевидно, происходило с близкорасположенного поднятия.

Несколько колонок осадков составили профиль, пересекающий широкую долину, протягивающуюся вдоль подножия турецкого континентального склона и раскрывающуюся в Родосскую впадину в её восточной части (см. рис. 1, А, станции 49–51).

В верхней части южного борта русла (ст. 49) вскрыт разрез светло-коричневого известкового ила со значительной примесью органогенного материала как рассеянного в массе, так и образующего линзовидные прослои из остатков фораминифер. На разных уровнях в иле содержатся куски слабосцементированного материала того же состава. На двух горизонтах слои наклонены под углом 40°–45°, что позволяет говорить об оползании осадков. На это косвенно могут указывать прослои и пятна оксидов железа охристого цвета.

Вблизи осевой части описываемого русла под маломощным горизонтом известково-глинистого ила с биодетритом, с полосчатой текстурой и горизонтами ожелезнения по резкому контакту лежит плотный известковый ил или глина с полосами и пятнами оксидов железа. По наклонной границе он переходит вниз в серый плотный ил или даже глину с биодетритом и сгустками гидротроилита. Вполне допустимо предположить, что на этом участке значительная часть голоценовых и более древних осадков размывта, а сверху отложились совсем молодые осадки. На это указывает и отсутствие в разрезе сапропеля.

Наконец, на северном склоне русла главного каньона осадки имеют строение, типичное для Восточного Средиземноморья. Верхняя их часть представлена гемипелагическим светло-коричневым известково-глинистым илом с примесью биодетрита, с единичными прослоями фораминиферового песка и линзами алеврита, с участками тонкой цветовой слоистости. Ниже лежит сапропелеподобный тёмно-зелёный ил, в котором имеются два-три миллиметровых слойки с детритом

птеропод. Последний по отчётливой границе сменяется серым известково-глинистым илом с биодетритом.

Таким образом, можно отметить, что разрезы позднечетвертичных отложений Родосской впадины в основном аналогичны разрезам смежных районов Восточного Средиземноморья [2]. Как и в других местах, они состоят из двух частей.

Верхняя часть разреза образована бурыми, преимущественно глинистыми илами со значительной примесью песчаных и алевритовых частиц. Самый верхний интервал разреза (0–5 см) обычно сложен полужидкими, сильно водонасыщенными илами. Максимальная мощность этой верхней части разреза не превышает 45 см, а минимальная не бывает менее 5–10 см.

Нижняя часть разреза представлена более плотными глинистыми илами в основном серого и тёмно-серого цветов, вскрытой мощностью около 200 см. Илы этой части разреза содержат тонкие слои сажистого гидротроилита и порошковые слои из различных минералов сульфидного железа. Ни в одном разрезе не обнаружен материал вулканического происхождения. Илы обеих частей разреза обогащены обломками и раковинами ископаемых птеропод, пелагических фораминифер, обломками карбонатных пород. Сероцветные илы включают сапропелевидные или даже сапропелевые слои голоценового возраста, окрашенные в зеленовато-серые и(или) серо-зелёные и тёмно-зелёные цвета. Наличие более или менее концентрированной массы сапропелевого вещества определяет зеленоватую окраску вмещающих осадков. Вскрытые осадки, как правило, слоистые, но имеют интервалы с неупорядоченной и массивной текстурой. В устьях водотоков встречаются осадки, текстура которых близка к турбидитовому, а в отдельных случаях – и к контуритовому типам. Отложения даже близко расположенных колонок не коррелируют между собой ни по составу, ни по толщине литологически однородных слоёв, ни по структуре самих разрезов.

**Состав и некоторые свойства осадков.** Гранулометрический состав изучен в 15 колонках (таблицы 1, 2). В поверхностном слое преимущественно глинистых илов на долю фракции менее 5 мкм приходится от 32,4 до 66,3% (см. табл. 1). Суммарное количество частиц алевритовой (0,005–0,05 мм) и песчаной (>0,05 мм) размерности колеблется от 33,7 до 67,6%, причём в их составе преобладает преимущественно крупная алевритовая (0,05–0,01 мм) фракция. В разрезе изученных осадков обнаружено большое число турбидитовых прослоев, сложенных преимущественно мелким и тонким песчаным материалом, на долю которого приходится до 80% и более (см. табл. 2).

Анализ таблиц 1 и 2 позволяет сделать вывод о том, что по мере возрастания глубины нахождения геологических станций повсеместно возрастает и глинистая часть разреза как в поверхностном, так и в подстилающем слоях. То же самое наблюдается и по разрезам осадков разного состава. Чаще всего это происходит на геологических станциях, располагающихся по обоим склонам, в направлении от русла главной подводной долины. Следует указать на грубый состав осадков в узкой и самой глубокой части её русла. Здесь песчаной и более крупноразмерным фракциям принадлежат более 53% состава. Осадки «водораздельных» возвышений дна имеют более однородный состав фракций с некоторым преобладанием частиц глинистой размерности. В осадках на глубинах более 4000 м нет видимого доминирования каких-либо фракций. Это касается и поверхностных, и более глубокозалегающих слоёв.

Отсутствует также явная закономерность в определении доминирующей роли какого-то одного режима накопления частиц осадка. Во многих случаях гistogramмы гранулометрического состава имеют двувёршинный вид. Это свидетельствует в пользу того, что в привносе частиц осадка играли важную роль, по

### 1. Состав поверхностного слоя осадков Родосской котловины

| Станция | Содержание гранулометрических фракций, % |          |           |            |             | Σ фракций |       |            |        | Содержание, %     |                  |
|---------|--|----------|-----------|------------|-------------|-----------|-------|------------|--------|-------------------|------------------|
|         | >0,1                                     | 0,1–0,05 | 0,05–0,01 | 0,01–0,005 | 0,005–0,001 | <0,001    | >0,05 | 0,05–0,005 | <0,005 | CaCO <sub>3</sub> | C <sub>орг</sub> |
| 44      | 3,6                                      | 23,3     | 29,1      | 11,6       | 16,2        | 16,2      | 26,9  | 40,7       | 32,4   | –                 | –                |
| 45      | 0,2                                      | 2,2      | 36,0      | 16,8       | 22,4        | 22,4      | 2,4   | 52,8       | 44,8   | 28,3              | 0,34             |
| 46      | 0,6                                      | 2,0      | 27,3      | 17,6       | 26,3        | 26,3      | 2,6   | 44,8       | 52,6   | –                 | –                |
| 47      | 0,1                                      | 0,2      | 33,3      | 14,8       | 29,5        | 22,2      | 0,3   | 48,0       | 51,7   | 35,1              | 0,26             |
| 48      | 0,1                                      | 1,5      | 36,9      | 13,5       | 26,9        | 21,1      | 1,6   | 50,4       | 48,0   | 30,8              | 0,40             |
| 49      | 3,6                                      | 3,0      | 16,0      | 11,0       | 44,2        | 22,1      | 6,6   | 27,1       | 66,3   | 55,0              | 0,19             |
| 50      | 1,0                                      | 1,2      | 16,9      | 18,8       | 31,0        | 31,0      | 2,2   | 35,8       | 62,0   | 40,3              | 0,16             |
| 51      | 1,9                                      | 2,9      | 19,9      | 13,4       | 38,5        | 23,5      | 4,8   | 33,2       | 62,0   | 39,5              | 0,28             |
| 52      | 0,1                                      | 1,9      | 29,9      | 14,0       | 29,7        | 24,4      | 2,0   | 43,9       | 54,1   | 31,5              | 0,34             |
| 60      | 1,2                                      | 2,5      | 33,7      | 15,3       | 25,9        | 21,4      | 3,7   | 49,0       | 47,3   | 31,5              | 0,32             |
| 61      | 3,3                                      | 8,3      | 35,5      | 12,9       | 22,9        | 17,1      | 11,6  | 48,4       | 40,0   | 29,5              | 0,32             |
| 62      | 4,2                                      | 5,1      | 28,4      | 13,1       | 26,2        | 23,0      | 9,3   | 41,5       | 49,2   | 31,7              | 0,28             |
| 63      | 0,8                                      | 3,0      | 32,3      | 16,0       | 22,4        | 25,5      | 3,8   | 48,3       | 47,9   | 30,5              | 0,39             |



2. Гранулометрический состав турбидитовых прослоев

| Станция | Интервал, см | Содержание фракций, % |          |           |           |           |           | Σ фракций, % |           |       |
|---------|--------------|-----------------------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|--------------|-----------|-------|
|         |              | 1–0,5                 | 0,5–0,25 | 0,25–0,1  | 0,1–0,05  | 0,05–0,01 | <0,01     | >0,05        | 0,05–0,01 | <0,01 |
| 45      | 8–10         | 0                     | 0        | 1         | 42        | 36        | 21        | 43           | 36        | 21    |
|         | 12–13        | 0                     | <1       | 17        | <b>53</b> | 17        | 13        | <b>70</b>    | 17        | 13    |
|         | 20–21        | <1                    | 1        | 20        | 47        | 12        | 21        | <b>67</b>    | 12        | 21    |
|         | 28–29        | 0                     | <1       | 26        | 41        | 8         | 24        | <b>68</b>    | 8         | 24    |
|         | 35–37        | <1                    | <1       | <b>61</b> | 26        | 6         | 7         | <b>87</b>    | 6         | 7     |
|         | 40–41        | 0                     | <1       | 18        | <b>58</b> | 19        | 5         | <b>76</b>    | 19        | 5     |
|         | 50–60        | 0                     | <1       | 18        | 35        | 17        | 30        | <b>53</b>    | 17        | 30    |
|         | 70–72        | <1                    | 27       | 42        | 17        | 7         | 7         | <b>86</b>    | 7         | 7     |
|         | 75–80        | 0                     | 1        | 21        | 48        | 16        | 14        | <b>70</b>    | 16        | 14    |
| 103–120 | 0            | 6                     | 36       | 31        | 6         | 17        | <b>77</b> | 6            | 17        |       |
| 46      | 7–9          | 1                     | 1        | 36        | 34        | 3         | 25        | <b>72</b>    | 3         | 25    |
|         | 10–16        | –                     | <1       | 32        | <b>52</b> | 1         | 15        | <b>84</b>    | 1         | 15    |
|         | 16–17        | <1                    | 2        | 27        | 47        | <1        | 24        | <b>76</b>    | <1        | 24    |
| 47      | 7–16         | <1                    | <1       | 26        | <b>56</b> | 8         | 9         | <b>83</b>    | 8         | 9     |
|         | 14–20        | <1                    | <1       | 16        | <b>61</b> | 14        | 9         | <b>77</b>    | 14        | 9     |
|         | 20–25        | –                     | <1       | 17        | <b>50</b> | 6         | 27        | <b>67</b>    | 6         | 27    |
| 48      | 5–10         | –                     | –        | <1        | 21        | 43        | 35        | 22           | 43        | 35    |
|         | 26–30        | –                     | –        | <1        | 24        | 40        | 35        | 25           | 40        | 35    |
|         | 30–35        | –                     | –        | <1        | 24        | 34        | 41        | 25           | 34        | 41    |
|         | 40           | –                     | <1       | 1         | 37        | 38        | 24        | 38           | 38        | 24    |
|         | 60           | –                     | <1       | 3         | 39        | 24        | 34        | 42           | 24        | 34    |
|         | 83           | <1                    | <1       | <1        | 22        | 45        | 33        | 22           | 45        | 33    |
| 52      | 31–36        | <1                    | 2        | 2         | 47        | 15        | 34        | <b>51</b>    | 15        | 34    |
| 55      | 3–4          | <1                    | 5        | 16        | 47        | 16        | 16        | <b>68</b>    | 16        | 16    |
|         | 30–35        | 2                     | 10       | 16        | 45        | 10        | 16        | <b>73</b>    | 10        | 16    |
|         | 40–47        | <1                    | 10       | 15        | 46        | 13        | 16        | <b>71</b>    | 13        | 16    |
|         | 50–55        | <1                    | <1       | 10        | 15        | 40        | 34        | 26           | 40        | 34    |
|         | 82–84        | –                     | 5        | 20        | 20        | 40        | 15        | 45           | 40        | 15    |
| 57      | 10–15        | <1                    | <1       | 17        | <b>55</b> | 17        | 11        | <b>72</b>    | 17        | 11    |
|         | 15–25        | –                     | 0,7      | 20        | 40        | 13        | 26        | <b>61</b>    | 13        | 26    |
|         | 25           | <1                    | 1        | 33        | 47        | 7         | 12        | <b>81</b>    | 7         | 12    |
|         | 30–35        | <1                    | 8        | <b>51</b> | 27        | 6         | 8         | <b>86</b>    | 6         | 8     |
|         | 49–51        | <1                    | 3        | 47        | 35        | 8         | 7         | <b>85</b>    | 8         | 7     |
|         | 60–65        | <1                    | 2        | 33        | 46        | 9         | 10        | <b>81</b>    | 9         | 10    |
|         | 80–85        | <1                    | 3        | 38        | 34        | 11        | 14        | <b>75</b>    | 11        | 14    |
|         | 95–100       | <1                    | 14       | <b>51</b> | 20        | 11        | 3         | <b>86</b>    | 11        | 3     |
| 60      | 65–70        | –                     | 2        | 33        | 27        | 13        | 25        | <b>62</b>    | 13        | 25    |
|         | 97–98        | –                     | 2        | 6         | 31        | 33        | 28        | 39           | 33        | 28    |
| 61      | 16–19        | –                     | 26       | 14        | 30        | 10        | 20        | <b>70</b>    | 10        | 20    |
|         | 35–37        | 3                     | 41       | 32        | 7         | 9         | 8         | <b>83</b>    | 9         | 8     |
| 62      | 19–20        | –                     | 2        | 10        | 30        | 35        | 23        | 42           | 35        | 23    |
|         | 30–32        | –                     | <1       | 13        | 48        | 20        | 18        | <b>62</b>    | 20        | 18    |
|         | 48–50        | –                     | <1       | 5         | <b>58</b> | 28        | 9         | <b>63</b>    | 28        | 9     |
| 63      | 100–105      | –                     | <1       | 3         | 37        | 41        | 19        | 40           | 41        | 19    |

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения, превышающие 50%.

крайней мере, два режима: выпадение частиц из пелагической взвеси под действием силы тяжести и осаждение из мутьевых потоков. Одновершинные гистограммы говорят о том, что формирование осадка

происходило, скорее всего, под влиянием потоков осадочного материала, скатывающихся со склонов впадины. Существенные отличия видны в осадках из русел водотоков и разделяющих их возвышений.

*Глинистые компоненты* донных осадков Родосской котловины исследовались во фракции менее 1 мкм и представлены частицами следующих групп слоистых силикатов: слюдястых глинистых минералов (иллит), смектитов, смешанослойных образований, хлорита и каолинита (табл. 3). Ведущее место в тонкопелитовой фракции занимают трёхслойные глинистые структуры, выраженные как однородными диоктаэдрическими смектитовыми и иллитовыми фазами, так и широкой гаммой переходных смешанослойных смектит-иллитовых образований, в строении которых превалирует лабильная составляющая. Хлорит и каолинит также присутствуют повсеместно, но в меньшей степени; их сумма редко превышает 15–20% фракции. При анализе полученных данных в разрезах отдельных геологических станций наблюдаются вариации в содержании и составе минералов глинистого комплекса. Так, в осадках ст. 108 среди глинистых минералов преобладают смектиты и смешанослойные образования смектит-иллитового состава с содержанием в них подвижных межслоев от 60 до 80%. В колонках станций 47, 55 и 62 в составе глинистой фракции одноимённых илов главную роль играют иллит и смектиты. Несколько меньшее, но всё-таки заметное место в этих осадках принадлежит хлориту и каолиниту. Иллит занимает в тонкопелитовой фракции разрезов осадков этих станций от 40 до 60%, смектитам принадлежит 20–40%, другим минералам 20–25%. Отмечается характерная тенденция – увеличение доли иллита, как правило, в буроватых илах. В свою очередь, растёт содержание смектитов в современных осадках верхов колонок.

В осадках глубоководной части изучаемой впадины – в смектитах – главную роль играет монтмориллонит, а на склонах впадины, в том числе и в осадках русла главной долины он содержится в основном в смешанослойных образованиях. Около 40% тонкопелитовой фракции донных осадков Родосской впадины представлены

диоктаэдрическим железисто-алюминиевым иллитом. В осадках днища впадины, на глубинах более 4000 м, слюдястые минералы являются более дисперсными, менее окристаллизованными и более гидратированными.

Важная особенность состава глинистых осадков днища впадины – присутствие серпентин-хлоритовой ассоциации, свидетельствующей об участии в их формировании продуктов выветривания магматических пород основного состава. Количество хлорита здесь достигает 10–12%, а серпентина (вероятно, антигорита) – 7–9%. На дифрактограммах осадков этот минерал идентифицируется очень чётко. Примесь каолинита примерно такая же, в ряде мест возможно даже меньше, чем хлорита.

В целом следует отметить весьма хаотичное распределение глинистых минералов в разрезах отложений. Им свойственен смешанный состав, в котором значительную, если не первую роль, играют минералы аллохтонной природы, а в особенностях состава и структуры глинистых минералов отсутствует указание на диагенетические преобразования лабильных минеральных компонентов. Наконец, совершенно определённо такой состав глинистых фракций указывает на решающую роль турбулентного осаждения частиц глинистой размерности.

*Карбонатность.* Изученные осадки отличаются высоким содержанием  $\text{CaCO}_3$ , которое в большинстве случаев изменяется от 25 до >40% при среднем значении около 30% (табл. 4). В разрезе осадков наблюдается колебание карбонатности без чётко выраженной закономерности. Практически однородными по содержанию  $\text{CaCO}_3$  являются «гомогениты» станций 47 и 108, расположенные непосредственно в глубоководной котловине.

Анализ результатов определения  $\text{CaCO}_3$  позволяет отметить, что разброс значений этой величины объясняется, по-видимому, различными режимами осадкообразования. Об этом свидетельствуют прямые связи между содержанием  $\text{CaCO}_3$  и количеством фракции

### 3. Состав глинистых минералов

| Станция | Интервал, см | Содержание глинистых минералов, % |         |                 |
|---------|--------------|-----------------------------------|---------|-----------------|
|         |              | Иллит                             | Смектит | Хлорит+каолинит |
| 47      | 0–5          | 39                                | 40      | 21              |
|         | 50           | 58                                | 23      | 19              |
|         | 160          | 40                                | 38      | 22              |
| 55      | 0–5          | 51                                | 33      | 16              |
|         | 43           | 42                                | 33      | 25              |
|         | 114          | 61                                | 20      | 19              |
|         | 139          | 52                                | 28      | 20              |
| 62      | 0–5          | 58                                | 25      | 17              |
|         | 30           | 46                                | 29      | 25              |
|         | 100          | 47                                | 23      | 30              |
| 108     | 34–41        | 39                                | 46      | 15              |
|         | 61–64        | 34                                | 47      | 19              |

4. Содержание  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$  в разрезе позднечетвертичных осадков

| Станция | Интервал, см | $\text{CaCO}_3$ , % | $\text{C}_{\text{орг}}$ , % | Станция | Интервал, см | $\text{CaCO}_3$ , % | $\text{C}_{\text{орг}}$ , % |
|---------|--------------|---------------------|-----------------------------|---------|--------------|---------------------|-----------------------------|
| 44      | 30–40        | 40,4                | 0,12                        | 55      | 0–5          | 33,2                | 0,12                        |
|         | 98–101       | 47,0                | 0,68                        |         | 6–12         | 29,9                | –                           |
| 45      | 20–25        | 30,3                | 0,48                        |         | 43–45        | –                   | 1,8                         |
|         | 30–35        | 25,7                | 0,42                        |         | 45–47        | 38,7                | 1,27                        |
|         | 78–79        | 26,6                | 0,30                        |         | 47–49        | 40,6                | 2,84                        |
|         | 84–89        | 24,9                | 0,61                        |         | 70–80        | 34,3                | 2,37                        |
|         | 95–98        | 33,2                | 0,42                        |         | 94–96        | 26,1                | 1,64                        |
|         | 100–103      | 33,4                | 1,88                        |         | 100–113      | 29,1                | 1,82                        |
|         | 115–120      | 27,6                | 1,82                        |         | 114–120      | 29,2                | 0,85                        |
|         | 111–125      | 25,6                | 1,55                        |         | 136–139      | 30,8                | 0,24                        |
| 47      | 6–14         | 30,6                | 0,24                        | 60      | 0–10         | 30,4                | 0,48                        |
|         | 36–38        | 31,6                | 0,61                        |         | 20–25        | 29,7                | 0,18                        |
|         | 50–55        | 31,0                | 0,42                        |         | 35–40        | 24,1                | 0,48                        |
|         | 100–107      | 30,3                | 0,68                        |         | 65–70        | 28,6                | 0,61                        |
|         | 160–165      | 31,3                | 0,55                        |         | 90–97        | 31,6                | 1,09                        |
| 48      | 0–10         | 27,0                | 0,48                        |         | 105–107      | 27,8                | 1,88                        |
|         | 40–45        | 28,0                | 0,48                        |         | 115–120      | 36,9                | 1,94                        |
|         | 50–56        | 25,6                | 0,48                        | 62      | 0–5          | 29,2                | 0,61                        |
|         | 83–90        | 27,3                | 0,48                        |         | 10–16        | 25,3                | 1,88                        |
| 49      | 4–14         | 46,3                | –                           |         | 16–17        | 38,9                | 0,91                        |
|         | 14–40        | 50,1                | –                           |         | 30–35        | 29,6                | 1,33                        |
|         | 52–54        | 38,9                | –                           |         | 46–48        | 29,4                | 1,82                        |
|         | 65–67        | 29,1                | –                           |         | 60–70        | 25,6                | 0,61                        |
|         | 90–93        | 48,8                | –                           |         | 90–100       | 21,7                | 0,61                        |
| 52      | 5–8          | 31,1                | 0,55                        |         | 63           | 0–5                 | 25,5                        |
|         | 10–11        | 26,3                | 0,24                        | 30–34   |              | 29,4                | 0,42                        |
|         | 14–20        | 28,2                | 0,42                        | 40–45   |              | 15,3                | 0,67                        |
|         | 30           | 29,2                | 1,58                        | 53–58   |              | 28,5                | 0,85                        |
|         | 39–42        | 29,9                | 1,76                        | 58–63   |              | 29,3                | 1,15                        |
|         | 46–48        | 29,3                | 0,48                        | 100–105 |              | 24,3                | 0,61                        |
|         | 60–61        | 27,8                | 1,88                        | 126–128 |              | 35,2                | 0,3                         |
|         | 92–100       | 29,3                | –                           | 107a    |              | 20–25               | 40,0                        |
| 108     | 5–7          | 41                  | 0,35                        |         | 25–30        | 37                  | 0,5                         |
|         | 20           | 42                  | 0,6                         |         | 45–50        | 40,1                | 0,25                        |
|         | 25–27        | 43                  | 0,3                         |         | 55           | 38                  | 0,5                         |
|         | 35–37        | 39                  | 0,35                        |         | 60–65        | 42                  | 0,45                        |
|         | 65–68        | 40                  | 0,3                         |         | 75           | 39                  | 0,48                        |
|         | 115–117      | 41                  | 0,4                         |         | 85–90        | 40,5                | 0,25                        |
|         | 120–125      | 40,5                | 0,35                        |         | 100–105      | 39                  | 3,6                         |

песчаной размерности, что доказывает генетическую связь карбонатности с остатками планктонных фораминифер и аллотигенными карбонатными частицами, поступающими во впадину со смежной суши в качестве продуктов разрушения исходных, главным образом, известковых пород. Помимо непосредственных наблюдений в шлифах, на это указывают также величины лабораторных определений удельного веса илов. Его величина изменяется от 2,52 до 2,80 г/см<sup>3</sup>, что безусловно связано с присутствием в таких илах прежде всего кальцита (2,71–2,72 г/см<sup>3</sup>) и особенно арагонита (2,93–2,95 г/см<sup>3</sup>), входящих в структуру раковин иско-

паемых организмов. На сравнительно высокие показатели удельного веса глинистых илов влияют также присутствующие в них обломки кремней и ортоклаза, частиц бейделлита, халцедона, мусковита и каолинита, удельный вес которых находится в пределах от 2,56 до 2,80 г/см<sup>3</sup>. Эти минералы участвуют в строении осадочных пород мезозойско-кайнозойского возраста в Турции и на о.Родос. В тонкой фракции осадков главную роль играют остатки кокколитофорид.

*Оксиды.* Наряду с определением  $\text{CaCO}_3$ , выяснялось и содержание таких оксидов, как MgO, MnO, SiO<sub>2</sub> и др. Практически во всех случаях содержание MgO



примерно в 3–8 раз меньше содержания CaO. Но даже такое количество оксида магния может стимулировать процесс слабой доломитизации. При этом доля  $MgCO_3$  в образовавшейся системе будет, вероятно, значительно превышать содержание MgO. Отметим также, что оксида Mg в виде  $MgCO_3$  в глинистых илах немного, иначе это сказалось бы на резком увеличении удельного веса илов.

Оксид марганца характеризуется настолько низкими количествами (0,10–0,18%), что его нельзя даже причислять к исходному осадкообразующему веществу. Оксид Mn определяется лишь химическим методом и не выделяется в осадке ни в виде зёрен, ни даже в виде примазок. По физико-химической природе Mn очень близок к Fe. Поэтому возможное его отсутствие в осадке связано с высокими концентрациями оксидного Fe, которое и подавляет развитие марганцовистости.

За редким исключением глинистые илы бедны аморфным кремнеземом. Только в трёх случаях его доля превышает 1%, а во всех других частях осадков изученных колонок она колеблется от 0,43 до 0,92%. Аморфный кремнезем присутствует в основном в виде сильно или полностью разложившихся скелетов диатомовых водорослей, широко распространённых в водоёмах, подобных Родосской впадине.

*Рассеянное органическое вещество (РОВ)*, эквивалентом содержания которого в осадках является углерод органический ( $C_{орг}$ ), определялось в 69 пробах (см. табл. 4). Поверхностные осадки отличаются низкими его количествами (менее 0,4%). В разрезе осадков в преимущественно известково-глинистых илах  $C_{орг}$  изменяется, как правило, от 0,11 до 0,6%, а  $N_{орг}$  не превышает 0,056%. В сапропелеподобных илах  $C_{орг}$  возрастает до 1,00–3,6%. В колонке 107а в сапропелевом горизонте  $C_{орг}$  достигает 3,6%, а  $N_{орг}$  – 0,192%.  $C_{орг}/N_{орг}$  здесь равно 18,8. По установившемуся среди исследователей РОВ мнению, такое отношение C к N указывает на гумусовую природу исходного органического вещества, то есть в исходном ОВ доминировали частицы высокоорганизованных наземных растений. Во всех других изученных интервалах отношение C к N (9,8–10,5) свидетельствует о планктоногенном, сапропелевом ОВ с небольшой примесью детрита растительных остатков континентального генезиса. Уровень геохимического преобразования, находящегося в илах РОВ, очень низкий, о чём свидетельствует элементный и групповой состав РОВ. Так, илы характеризуются очень низкими содержаниями хлороформных и спиртобензольных битумоидов (от 1,5 до 3,4%), а также высоким количеством нерастворимой фракции и легкогидролизуемых компонентов. Они составляют основную массу РОВ, изменяясь от 86,3 до 98,5%. Необходимо также отметить, что количество  $C_{орг}$  в илах поверхностного слоя занижено по сравнению с ранее накопившимися осадками.

*Физико-механические свойства* изученных осадков определяются, прежде всего, фациальными условиями

накопления. Установлено, что в осадках с оползневыми, линзовидными, турбидитоподобными текстурами показатели таких свойств, как объёмная масса, плотность, прочность в большинстве случаев являются дискретными и неупорядоченными, часто изменяющимися по глубине. Наличие в них обломков пород, изменяющегося в размерах раковинного детрита, повышенной глинистости сопровождается увеличением или уменьшением плотности, объёмной массы, удельного веса, магнитной восприимчивости (капаметрии) и других свойств. Интервалы колебаний, например, плотности в глинисто-алевритово-песчаных илах – от 1,6 до 2,0 г/см<sup>3</sup>, в сапропелевидных илах – до 1,45 г/см<sup>3</sup>, а в сильно известковистых глинистых илах до 1,6 г/см<sup>3</sup>. Естественная влажность является максимальной в осадках поверхностного слоя (до 130%, в среднем около 90%), а в более глубоких горизонтах обычно не превышает 60%. Это связано со скоростью дегидратации илов и, в конечном итоге, определяет время перехода их из текучего в пластичное состояние. В разрезах осадков на геологических станциях 106 и 107 глубина такого перехода находится в 20–30 см от дна. В осадках днища Родосской впадины такой интервал опускается на глубину до 130–170 см. Изучение указанных свойств позволило также подтвердить факт внедрения оползневым путём кусков инородного очень близкого по составу ила в практически такие же илы, но другой генерации. Оказалось, что прочность «оползневых» ингредиентов ила достигает 40 г/см<sup>2</sup>, а в покрывающих и особенно в подстилающих илах она колеблется в пределах 16–20 г/см<sup>2</sup>. Проведённые исследования расширили знания об условиях формирования осадков и, особенно, о влиянии диагенетических условий их нахождения в постседиментационный период.

В заключение отметим следующее. По условиям накопления и современного состояния позднечетвертичных отложений в Родосской впадине за пределами шельфа выделяются четыре участка, на которых разрезы осадков новейшего времени заметно отличаются друг от друга своим строением. Это северный и северо-восточный склоны главной подводной долины, склон собственно о. Родос, русло главной долины, днище впадины на глубине более 4000 метров. Основные отличия в структуре разрезов и составе осадков заключаются: а) в мощностях верхней и нижней частей разрезов (например, разрезы в русле главной долины повсеместно маломощные и сложены грубозернистыми осадками); б) в наличии, толщине и выдержанности сапропелевидных слоёв и слоёв, обогащённых гидротроилитом и другими видами сульфидов железа; в) в значительных изменениях содержаниях существенно алевритово-песчаных и существенно глинистых слоёв (установлено, что доля глинистых слоёв и общей глинистости возрастает по мере углубления станций отбора проб на склонах и на днище впадины); г) одно из важнейших свойств в структуре разрезов осадков –

такое их строение, которое не позволяет скоррелировать их ни по литологическому составу, ни по текстуре, ни по толщине характерных прослоев, ни по структуре самих разрезов или по каким-то другим показателям. Из этого можно сделать вывод, что осадконакопление в Родосской впадине в позднечетвертичное время одновременно контролировалось, по крайней мере, двумя-тремя режимами перемешивания и движения водной толщи, главной причиной которых являлись изменения климатической ситуации, динамики процесса преобразования и геологической структуры донного рельефа. Особенно наглядно смена процессов осадконакопления проявляется в разделении разрезов на нижние с массивной текстурой – серые и тёмно-тёмно-серые слои, и верхние, относительно маломощные и преимущественно тонкие слои осадков бурого и буровато-коричневого цветов. Серый и тёмно-тёмно-серый цвета осадков обусловлены насыщением осадков сульфидами железа. Бурый и буровато-коричневый цвет можно объяснить преобладанием количества оксидного железа над содержанием рассеянного органического вещества. Если в осадке захороняется больше планктоногенной органики по сравнению с оксидами железа, то из-за сульфатредукции оксиды железа быстро превращаются уже на раннедиагенетической стадии в сульфиды железа, которые, как известно, имеют тёмно-серый и чёрный цвета, и содержащие их осадки в них окрашиваются. В нижних частях изученных разрезов доминирует именно такая окраска.

Верхи разрезов окрашены повсеместно в бурый цвет. Это следует рассматривать как результат накопления в осадках большего количества оксидного железа по сравнению с рассеянным органическим веществом планктоногенной природы. Его оказалось недостаточно, чтобы в процессе сульфатредукции реализовалось всё количество оксидов железа. Поэтому в таких осадках оксиды железа, преобладающий цвет которых бывает бурый или буровато-коричневым, находятся в избытке по сравнению с РОВ. Наличие в илах ничтожных включений детрита растительной органики нельзя признать веществами, окрашивающими илы в тёмные цвета. Нередко именно с такими детритовыми слоями связано присутствие аутигенных марказита и пирита.

Исследование характера распределения по разрезам осадков углерода органического показывает, что, во-первых, по общему содержанию оно такое же, как и в осадках других акваторий внутриконтинентальных средиземных морей, а во-вторых, единой закономерности в распределении по разрезам количества  $C_{орг}$  не обнаружено. В одних случаях, оно нарастает от более ранних илов к более поздним по времени их накопления, а в других, наоборот, увеличивается вниз по разрезам отложений. Поскольку органическое вещество является главным источником энергии для диагенетических процессов, то можно заключить, что накопление осадков происходило в исключительно динамичной гидрологической и климатической обстановке. Подтвержде-

нием высокой роли этих факторов в осадкообразовании могут служить также колебания в содержаниях карбонатов, частиц песчаной и алевритовой размерности, изменения в составе ассоциации глинистых минералов, а также количества  $C_{орг}$ . Общая же тенденция в развитии осадконакопления в Родосской впадине в позднечетвертичное время была ориентирована на её углубление и «отодвигание» источников сноса обломочных частиц от её центральной области.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Батиметрическая* карта средней и восточной части Средиземного моря масштаба 1:200 000 по параллели 40°. – Л.–СПб.: УНиО ВМФ МО, 1986–1991.
2. *Шимкус К.М.* Осадкообразование Средиземного моря в позднечетвертичное время. – М.: Наука, 1981.
3. *Biscaye P.E.* Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clay in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1965. Vol. 71. P. 803–831.
4. *Collins A.S., Robertson A.H.F.* Lycian mélange, southwestern Turkey: An emplaced Late Cretaceous accretionary complex // *Geology.* 1997. Vol. 25. № 3. P. 255–258.
5. *Emelyanov E.M. et al.* Unconsolidated bottom surface sediments of the Mediterranean and Black sea // Intergovernmental Oceanographic Commission (UNESCO). IBCM Geol.-Geoph.Series. Scale 1:1000 000, 10 sheets. St.Peterburg, Russia, 1996.
6. *Kastens K.A., Cita M.B.* Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean sea // *Geol.Society of America Bull.* 1981. Part I. Vol. 92. P. 845–857.
7. *Legros Y., Bonnih J.* (Eds) Seismicity Map of the Mediterranean Region // Intergovernmental Oceanographic Commission (UNESCO) (IBCM-S), scale 1:1000 000. 10 shelves. Leningrad, HDN-O, USSR, Russia, 1991.
8. *Location of geohards at Rhodes island, SE Greece / E.Lekkas, D.Sakellariou, G.Bertakis, S.Loizos // Proc. VIII Int. IAEG Congress. Rotterdam. 1998. P. 953–958.*
9. *Reconciling the geological history of western Turkey with plate circuits and mantle tomography / J.J.Douwe, van Hinsbergen, N.Kaymakci et al. // Earth and Planetary Science Letters. 2010. Vol. 297. P. 674–686.*
10. *Stanley D.J.* The Mediterranean sea: A natural sedimentation laboratory // Dowden, Hutchison Ross. Inc. Stroudsburg, 1972.
11. *Stratigraphy of the Western Mediterranean and Southern Calabrian ridges, Eastern Mediterranean / G.Blechsmidt, M.B.Cita, R.Mazzei, K.M.Salvatorini // Marin Micropaleontology. 1982. № 7. P. 101–134.*
12. *Structural architecture of the Rhodes Basin: A deep depocentre that evolved since the Pliocene at the junction of Hellenic and Cyprus Arcs, eastern Mediterranean / J.Hall, A.E.Aksu, C.Yaltirak, J.D.Winsor // Marine Geology. 2009. Vol. 258. № 1–4. P. 1–23.*
13. *The Rhodes Basin, a post-Miocene tectonic trough / J.Woodside, J.Masclé, C.Huguen, A.Volkonskaia // Marine Geology. 2000. Vol. 165. P. 1–12.*
14. *Wentworth C.K.* A scale of grade and class terms for clastic sediments // *Journal Geology.* 1922. Vol. 30. P. 377–392.

## Коллекционные и ювелирные касситериты; перспективы добычи

Д.А.ПЕТРОЧЕНКОВ (ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе» (МГРИ–РГГРУ); 117997, г. Москва, ул. Миклухо-Маклая, д. 23)

Касситерит по своим геммологическим характеристикам не уступает многим популярным ювелирным минералам. Высокую стоимость имеют коллекционные кристаллы. В качестве ювелирного камня может широко использоваться деревянистое олово. Касситерит коллекционного и ювелирного качества преимущественно связан с кварцевым промышленным типом редкометалльно-вольфрам-оловянной формации. Значительный интерес представляют редкометалльные пегматиты, в которых касситерит ассоциирует с другими драгоценными камнями. Наиболее крупные кристаллы касситерита связаны с жильной формой рудных тел и минерализованными пустотами в пегматитах. Важным источником касситерита ювелирного качества могут являться россыпи элювиально-склонового и ложкового типов. С касситеритом ассоциирует широкий комплекс минералов коллекционного и ювелирного качества. Кристаллы касситерита и сопутствующие им минералы коллекционного и ювелирного качества могут добываться попутно при отработке месторождений олова, повышая их рентабельность.

*Ключевые слова:* касситерит, коллекционные и ювелирные минералы, месторождения олова, формационный тип.

Петроченков Дмитрий Александрович



p-d-a@mail.ru

## Collection and Jewellery cassiterites; the perspectives of extraction

D.A.PETROCHENKOV (Russian state geology-prospecting university (MGPI–RSGPU))

The cassiterites are not inferior to many popular jewellery minerals according to its gemological descriptions. The collections crystals have high cost. Tin wood will be able to use widely as jewellery stone. Cassiterite of collection and jewellery quality is mainly connected with quartz industrial type of rare-metal-tungsten-tin formation. Rare-metal pegmatites present significant interest, at this point cassiterite associate with other precious stones. The largest crystals of cassiterite connect with veined form of ore bodies and mineralized cavities in the pegmatites. The placers of eluvium-slope and spoon types can be important source of the cassiterite of jewellery quality. The wide complex of minerals of collection and jewellery quality associates with cassiterite. The crystals of cassiterite and accompanying to them minerals of collection and jewellery quality can be extracted by work for deposits of tin in passing raising their profitability.

*Key words:* cassiterite, collection and jewellery minerals, deposits of tin, formation type.

Касситерит известен человеку с бронзового века и добывается им на протяжении более 5 тыс. лет [1]. Основными поставщиками олова в концентратах в настоящее время являются Китай, Индонезия, Перу, Боливия, Бразилия и Демократическая Республика Конго, в сумме обеспечивающие 95% мирового производства. На долю России приходится менее 1%. Однако она занимает ведущее место в мире по запасам олова, многочисленные месторождения которого расположены в Восточном Забайкалье, Северо-Восточной Якутии, Верхней Колыме, Чукотке, Приморье, Приамурье [3].

Помимо использования касситерита, как основного источника олова, его кристаллы имеют высокую эстетическую ценность [2, 5, 8]. Стоимость крупных кристаллов с хорошо выраженными кристаллографически-

ми формами и алмазным блеском граней на мировом рынке достигает нескольких десятков тысяч долларов (рис. 1). Касситерит по своим геммологическим характеристикам: показателю преломления  $n_o=1,90-2,01$ ,  $n_e=2,02-2,12$ , дисперсии – 0,71, твёрдости – 6,5–7 по шкале Мооса, разнообразной окраске, несовершенной спайности не уступает многим популярным ювелирным минералам (рис. 2). Стоимость огранённых кристаллов часто превышает 100 \$/кар [16]. Представляют коммерческий интерес и скрытокристаллические радиально-лучистые почковидные агрегаты касситерита, получившие название «деревянистое олово» (рис. 3). Из них изготавливают кабошоны. Деревянистое олово на мировом ювелирном рынке мало известно и присутствует в крайне ограниченном количестве, хотя по



своим геммологическим характеристикам и декоративности может занять достойное место в ряду известных ювелирных камней.

В рудах касситерит содержится преимущественно в виде мелких (<1 мм) кристаллов чёрного цвета. Прозрачные бледно-окрашенные кристаллы касситерита, используемые в огранке, достаточно редки, что позволило отнести его к нетрадиционным ювелирным камням [2, 8, 11]. Систематического отбора коллекционных и ювелирных кристаллов в СССР не проводилось, и многие из них, в том числе уникальные, были утрачены. В настоящее время в Российской Федерации касситерит коллекционного и ювелирного качества также не рассматривается в качестве попутного компонента при отработке оловорудных месторождений и не входит в реестр ювелирного сырья [9].

Многие месторождения касситерита хорошо изучены, разработаны критерии их поисков и оценки, детально изучен сам минерал [3]. При этом неясно, каковы условия образования касситерита коллекционного и ювелирного качества, с какими промышленными типами месторождений они связаны.

Для решения указанных вопросов были изучены коллекции касситеритов Минералогического музея им. А.Е.Ферсмана, музея «Самоцветы», Государственного геологического музея им. В.И.Вернадского, музеев МГРИ–РГГРУ, МГГУ, МГУ, ВИМС, музеев Университета и Горного института Санкт-Петербурга, Минералогического музея в г. Фрайберг (Германия). Проанализированы литературные материалы и образцы, представленные на международных минералогических выставках в Москве, Тусоне и Денвере (США),



Рис. 1. Двойник дипирамидальных кристаллов касситерита со сложной поверхностью граней (9,5 см) на друзе мусковита:

Китай, цена 100 000 \$, N.H.A. 17.05.2009, № 41037

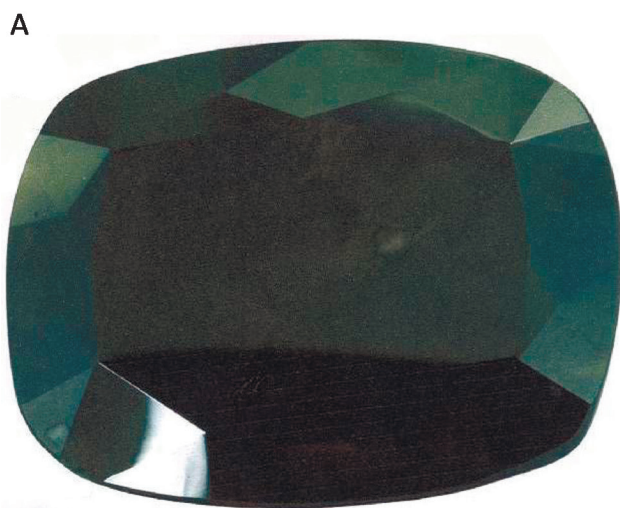


Рис. 2. Примеры огранённых кристаллов касситерита. Выставочные образцы:

А – тёмно-серый касситерит 22×17×11 мм, 61,1 карат, Шри-Ланка, цена 8 670 \$; Б – светло-коричневый касситерит, 8,7×6,7×4,5 мм, 7,5 карат, Китай, цена 2 000 \$

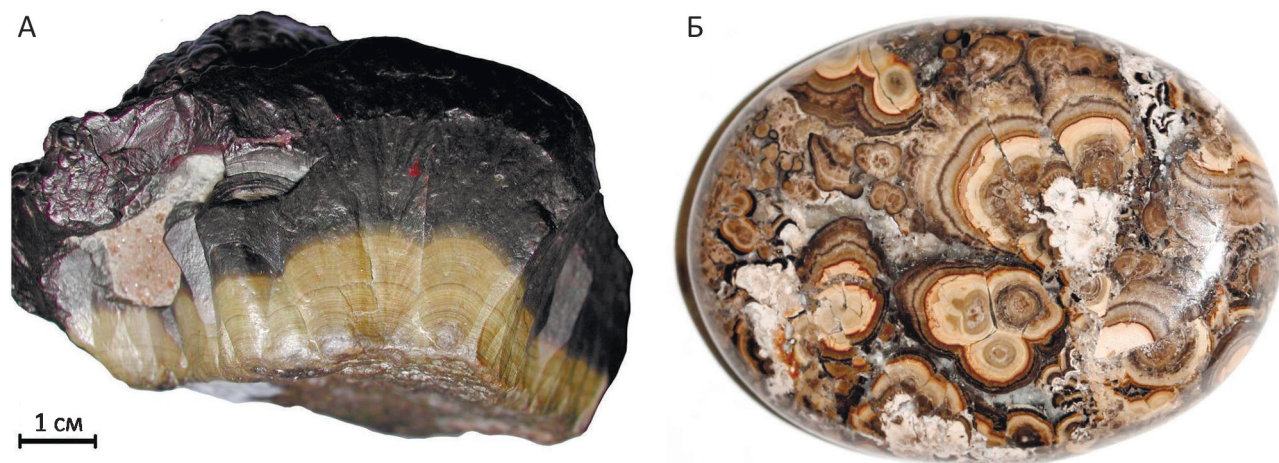


Рис. 3. Деревянистое олово. Образец автора:

А – сферолит 8×7×4 см, 684 г, Корнуэлл, Англия, ГГМ им. В.И.Вернадского РАН, № 21232; Б – кабошон 20×27 мм, 43 кар, Джалиндинское, Хабаровский край

Мюнхене (Германия), Гонконге (Китай), Бангкоке (Таиланд), в частных коллекциях. Часть материала собрана при посещении месторождений олова в Российской Федерации, Чехии, Германии, Канаде. Получены консультации ведущих специалистов оловянной отрасли.

К коллекционным образцам относятся кристаллы касситерита размером более 10 мм по длинной оси с хорошими кристаллографическими формами [8]. Кристаллы указанных размеров могут использоваться и как ограночный материал, даже если они непрозрачные и имеют характерный чёрный цвет. В общей сложности были описаны 811 образцов с крупным касситеритом из 47 месторождений Российской Федерации и 139 образцов из 133 зарубежных месторождений.

Большое разнообразие месторождений олова потребовало для прогнозно-поисковых и оценочных целей проведения их классификации по рудноформационным, минеральным и промышленным типам. Первая классификация месторождений разработана С.С.Смирновым (1937). По признакам сходства геологических условий образования, минерального и химического состава оловянных руд он выделил три формации: пегматито-пегматоидная, кварц-касситеритовая и сульфидно-касситеритовая [12]. В дальнейшем классификация С.С.Смирнова получила развитие в работах О.Д.Левичко (1947), Е.А. Радкевич (1956, 1968), И.Ф.Григорьева и Е.И.Доломановой (1956), М.П.Материкова (1964), В.Т.Матвеевко (1968), С.Ф.Лугова и Б.В.Макеева (1972), В.В.Онихимовского (1979), В.А.Ларичкина (1981).

На основании дальнейшего обобщения и анализа материалов по оловянным месторождениям А.Б.Павловским (2003) предложена классификация формацион-

ных, минеральных и промышленных типов [7], которая использована в настоящей работе. По совокупности геолого-металлогенических и геохимических факторов выделены две оловянные формации: редкометалльно-вольфрам-оловянная и железисто-полиметалльно-оловянная (табл. 1).

**Редкометалльно-вольфрам-оловянная** формация включает разнообразные минеральные ассоциации, типы и фации высокотемпературного литофильного оловянного оруденения, на базе которых установлены три промышленных типа месторождений: грейзеновый, кварцевый, апоскарновый (см. табл. 1). Микроклин-сподумен-альбитовый (оловоносные редкометалльные пегматиты) и риолитовый минеральные типы в промышленных типах месторождений по классификации А.Б.Павловского не выделяются в силу их незначительной роли в оловодобыче [7].

**Редкометалльные пегматиты.** В пределах редкометалльных пегматитов выделяется микроклин-сподумен-альбитовый минеральный тип. Месторождения редкометалльных пегматитов с коллекционным и ювелирным касситеритом многочисленны (табл. 2) и расположены в различных регионах мира. В России примерами могут служить месторождения Белореченское (Иркутская область), Завитинское, Этыкинское (Забайкалье), из зарубежных – Чердолак (Казахстан), Ляйляк (Кыргызстан), Арандиз (Намибия), Улу-Петай (Малайзия). Размер касситерита, как правило, не превышает 10–20 мм, но в миароловых пустотах ряда месторождений он достигает 70–100 мм (Белореченское, Чердолак). В Афганистане в редкометалльных пегматитах с драгоценными камнями Дарай-Пич встречены уникальные по размерам, хорошо сформированные кристаллы



1. Формационная принадлежность коллекционных и ювелирных касситеритов. На основе классификации А.Б.Павловского, 2003

| Формация  | Типы                           |   | Морфология рудных тел   | Характерные минералы  |   | Примеры месторождений  |
|---|--------------------------------|---|---|---|---|--|
|   | Минеральные                    | Промышленные  |   | Рудные  | Нерудные  |  |
| Редкометалльно-вольфрамо-оловянная              | Микроклин-сподумен-альбитовый  | Редкометалльные пегматиты                                 | Сложные минерализованные зоны и гнезда в жилах пегматитов   | Касситерит, колумбит, танталит, вольфрамит, берилл*   | Микроклин, альбит, кварц*, мусковит, топаз*, сподумен*, флюорит, гранат*, турмалин*                         | Белореченское, Завитинское, Этыкинское (Россия), Ля-Ляк (Кыргызстан), Арандиз (Намибия)                                  |
|   | Топаз-слюдисто-кварцевый       | Грейзеновый   | Минерализованные зоны, штокверки, жилы ограниченных размеров  | Касситерит, кестерит, вольфрамит, берилл, молибденит, пирит, арсенопирит  | Кварц, слюды, топаз*, флюорит, турмалин, карбонаты  | Правоурмийское (Россия), Майхура (Таджикистан), Циновец (Чехия), Циннвальд (Германия)                                    |
|   | Кварцевый                      | Кварцевый   | Жилы, штокверки и комбинированные тела  | Касситерит, вольфрамит*, шеелит*, берилл*, пирит, халькопирит, арсенопирит, молибденит, висмутин  | Кварц*, топаз*, мусковит, полевой шпат, берtrandит*, гердерит*  | Иультин, Светлое, Тенкергин, Мерек (Россия), Пролетарское (Казахстан), Горный Славков (Чехия), Эренфидерсдорф (Германия) |
|   | Риолитовый                     | Риолитовый  | Прожилки, брекчии, жиллообразные агрегаты   | Деревянистое олово, гематит, пирит, арсенопирит   | Кварц, халцедон, опал*, топаз, гранат, кальцит, хлорит, флюорит   | Суворовское, Кремнистое, Джалиндинское (Россия), Сьерра-Фриа (Мексика)   |
|   | Гранат-пироксен-плагиоклазовый | Апоскарновый  | Сложные метасоматические залежи, прожилки, жилы небольших размеров  | Касситерит, шеелит*, вольфрамит, шпинель, малайит*, магнетит, хризоберилл, фенакит, пирит, халькопирит, пирротин, молибденит, галенит и др. | Диопсид, гранат*, везувиан*, данбурит, аксинит, норденшельдин, флюорит*, кварц, кальцит*, геденбергит и др. | Каньон, Питкьяранта, Чыбагалахское (Россия), Шварценберг, Брайтенбрун (Германия)   |
| Флюорит-слюдистый                               |                                |   |   |   |   |  |
| Железисто-полиметалльно-оловянная               | Флюорит-боросиликатный         | Апоскарновый  | Прожилково-вкрапленное оруденение, мелкие жилы  | Касситерит, норденшельдин, станнин, сульфостаннаты, пирротин, сфалерит, галенит   | Данбурит, датолит, аксинит, турмалин, флюоборит, флюорит, кварц, диопсид, турмалин                          | Месторождений не установлено   |
|   | Кварц-хлоритовый               | Силикатный  | Жилы, штокверки линейного типа, прожилково-вкрапленное оруденение в минерализованных зонах                | Касситерит, арсенопирит, халькопирит, станнин, пирит, пирротин, сфалерит, висмутин, галенит   | Кварц, хлорит, турмалин   | Хапчеранга, Баджираевское (Россия)   |
|   | Кварц-турмалиновый             |   |   |   |   |  |
| Колчеданно-сульфидный. Сульфосольно-сульфидный. | Сульфидный                     | Метасоматические залежи, зоны прожилкования сложной формы | Касситерит, деревянистое олово, станнин, пирит, пирротин, сфалерит, галенит, тиллит, канфильдит, сфалерит | Кварц, карбонаты, хлорит, турмалин  | Дальнее (Россия), Оура, Потоси (Боливия)  |  |

Примечание. \* – минералы, представляющие коллекционный или ювелирный интерес.



2. Численность месторождений различных промышленных типов с коллекционным и ювелирным касситеритом

| Оловорудная формация               | Промышленный тип месторождения  | Число месторождений |            | Максимальный размер касситерита, мм |            | Максимальная масса касситерита, г |            |
|------------------------------------|---------------------------------|---------------------|------------|-------------------------------------|------------|-----------------------------------|------------|
|                                    |                                 | РФ                  | Зарубежные | РФ                                  | Зарубежные | РФ                                | Зарубежные |
| Редкометалльно-вольфрамо-оловянная | Редкометалльные пегматиты       | 3                   | 46         | 75                                  | 110        | 400                               | 3640       |
|                                    | Грейзеновый                     | 5                   | 13         | 30                                  | 55         | 2,6                               | 85         |
|                                    | Кварцевый                       | 27                  | 46         | 110                                 | 95         | 2700                              | 685        |
|                                    | Апоскарновый                    | 3                   | 5          | 53                                  | 42         | 120                               | 123        |
|                                    | Риолитовый (деревянистое олово) | 4                   | 9          | 60                                  | 110        | 160                               | 514        |
| Железисто-полиметалльно-оловянная  | Силикатный (кристаллы)          | 2                   | 1          | 25                                  | 15         | –                                 | –          |
|                                    | Силикатный (деревянистое олово) | 1                   | 1          | 10                                  | 110        | –                                 | 936        |
|                                    | Сульфидный (кристаллы)          | 1                   | 6          | 10                                  | 30         | –                                 | –          |
|                                    | Сульфидный (деревянистое олово) | 1                   | 6          | 10                                  | 95         | –                                 | 223        |

касситерита с алмазным блеском граней. Крупные до 10 см кристаллы найдены в редкометалльных пегматитах Бразилии в рудном районе Минас-Жерайс [2].

Кристаллы касситерита коллекционного и ювелирного качества находятся в минерализованных пустотах с альбитом, мусковитом, микроклином, кварцем, танталитом, колумбитом, вольфрамитом, сподуменом, арсенопиритом, магнетитом, флюоритом, топазом [3, 7]. Кристаллы преимущественно непрозрачные, черного, иногда коричневого цвета. Встречаются просвечивающие и полупрозрачные не крупные кристаллы или зоны в крупных кристаллах. Цвет таких зон серый, желтовато-оранжевый. В редкометалльных пегматитах с касситеритом коллекционный и ювелирный интерес представляют топаз, берилл, турмалин, гранат, сподумен, друзы кварца. Учитывая значительное количество образцов касситерита в сочетании с другими коллекционными и ювелирными минералами, автор данной публикации рассматривает редкометалльные пегматиты как промышленный тип месторождений.

**Грейзеновый тип.** Месторождения приурочены к купольным и эндогенным частям гранитных выступов, нередко развиваются по дайкам кислого состава, а также по вмещающим кристаллическим сланцам, гнейсам, гранитам более древнего возраста. Рудные тела представлены минерализованными зонами, штокверками изометричной формы, иногда присутствуют жилы ограниченных размеров.

Минеральный состав грейзенов разнообразен. Касситерит ассоциирует в них с кварцем, мусковитом, иногда с топазом, флюоритом, турмалином, хлоритом, сидерофиллитом, цинвальдитом, лепидолитом. Из рудных минералов наиболее характерны, кроме касситерита, высокотемпературный станнин (иногда станноидит), вольфрамит и берилл, нередко встречается молибденит, обычно сульфиды: пирит, арсенопирит,

лёллингит, висмутин, халькопирит и сфалерит, в меньшей степени галенит.

Наиболее крупные кристаллы касситерита встречаются на месторождениях грейзенового типа, в которых развиты рудные жилы. Кристаллы встречаются в минерализованных пустотах кварцевых жил и в мусковит-кварцевых оторочках. На месторождениях Циновец (Чехия) и Циннвальд (Германия) размер кристаллов касситерита достигает 50 мм и более, а масса превышает 130 г. Кристаллы короткопризматического дипирамидального габитуса, характерно двойникование. Цвет преимущественно чёрный, реже коричневый. В большинстве кристаллов наблюдаются просвечивающие зоны, цвет которых меняется от желтовато-оранжевого до красновато-оранжевого.

Касситерит на этих месторождениях может сопровождаться топазом и аквамаринном коллекционного и ювелирного качества (грейзеновый тип месторождения Шерлова Гора, Забайкалье). Известны проявления изумрудов в рудоносных бериллий-олово-вольфрамовых грейзенах, на участках пересечения ими горизонтов хромсодержащих доломитов и чёрных сланцев. Первые австралийские изумруды были обнаружены в 1890 г. в районе хр. Нью-Ингленд (штат Новый Южный Уэльс) при отработке оловорудной жилы Де Милхауз [6].

Грейзеновый тип имеет ограниченные перспективы в качестве коллекционного и ювелирного касситерита, так как рудные жилы, с которыми он связан, занимают незначительный процент в общем объёме месторождения.

**Кварцевый тип** представляет наибольший интерес для поиска коллекционных и ювелирных кристаллов касситерита. Только в Российской Федерации установлены 27 месторождений с крупным касситеритом, в том числе и уникальными по размерам кристаллами.

Месторождения этого типа часто ассоциируют с грейзеновым, однако по качеству руд, морфологии залежей, природе их образования и масштабам промышленных скоплений существенно от него отличаются. Особенности минерального состава руд кварцевого типа – резкое преобладание кварца, количество которого в рудах достигает 95% и более, и практическое отсутствие турмалина. Из других нерудных минералов встречаются мусковит, полевой шпат, топаз, флюорит, берилл. Из рудных минералов помимо касситерита, присутствует вольфрамит, с которым связан комплексный состав оруденения, а также арсенопирит, реже встречается лёллингит, в небольших количествах присутствуют сульфиды, а также шеелит.

Прекрасные коллекционные образцы находили на месторождении Иультин (Чукотка). Отдельные кристаллы призматически-дипирамидального габитуса с алмазным блеском граней имеют размеры 135×85×35, 110×80×65 мм и массу 1950 и 2700 г соответственно. На этом месторождении найдена уникальная друза кристаллов касситерита общей массой 16 кг, длина каждого из которых более 60 мм. Многие кристаллы содержат прозрачные зоны, пригодные для огранки.

В этом же оловоносном районе известны месторождения Светлое, Снежное, Тенкергин, из которых коллекционные образцы поступали в значительных количествах. На месторождении Тенкергин касситерит ассоциирует с крупными кристаллами шеелита до 10 см – основным коллекционным минералом. На месторождении Светлое встречены прекрасные образцы касситерита в сочетании с топазом и бериллом, также представляющими коллекционный и ювелирный интерес.

На месторождении Караоба (Казахстан) коллекционный интерес представляют кристаллы вольфрамита, бертрандита, флюорита, а на месторождении Пыркакай – гердерит, идиоморфные кристаллы которого достигают 3 см. Коллекционные образцы касситерита с месторождения Мерек (Хабаровский край) не превышают 50 мм, но многие кристаллы имеют прозрачные зоны, что позволяет использовать их в огранке. Примерами месторождений касситерита размером более 50 мм также являются Ононское (Забайкалье), Ипатовское (Хабаровский край), Ленинское, Пролетарское (Казахстан), Горный Славков (Чехия), Эренфидерсдорф (Германия). Помимо касситерита на месторождениях кварцевого типа представляют коллекционный и ювелирный интерес кварц, топаз, берилл, шеелит, вольфрамит, бертрандит, флюорит, гердерит.

Установлено, что наиболее крупные (>50 мм), в том числе и уникальные (>100 мм) кристаллы связаны только с жильным типом рудных тел (Иультин, Светлое, Мерек). На месторождениях со штокверковым типом рудных тел размер касситерита не превышает 10–30 мм. При этом кристаллы даже такого размера встречаются достаточно редко. Например, на

уникальном по своим запасам месторождении Пыркакай (Чукотка) размер кристаллов не превышает 25 мм по длинной оси.

**Апоскарновый тип.** Месторождения олова в скарнах развиты достаточно широко. Они известны практически во всех оловоносных провинциях мира. На их долю приходится 5% мировых запасов и около 1% мировой добычи олова [10].

Апоскарновые месторождения представляют проявления оловянного оруденения, наложенного на скарны, и вследствие этого обладающие рядом особенностей морфологического и минерального характера. Районы с месторождениями этого типа характеризуются прежде всего развитием терригенно-карбонатных вмещающих толщ, прорванных оловоносными гранитами. Такие районы приурочены преимущественно к зонам активизации на древних платформах и срединных массивах, а также к зонам обрамления этих структур.

В пределах апоскарнового промышленного типа редкометалльно-вольфрам-оловянной формации выделяются два минеральных подтипа: гранат-пироксен-плаггиоклазовый и флюорит-слюдистый.

Апоскарновые месторождения характеризуются широким минеральным разнообразием. Минералы известковых скарнов: железистый клинопироксен, гранат, везувиан, скаполит, роговая обманка, данбурит, аксинит, малайит. Минералы стадии кислотного выщелачивания: плаггиоклаз, амфиболы, флюорит, топаз, литиевые слюды, турмалин, диаспор, кварц; рудные минералы: касситерит, шеелит, вольфрамит, гельвин, хризоберилл, эвклаз, фенакит. Минералы сульфидного комплекса представлены арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, пирротинном, молибденитом, сфалеритом, галенитом, стибнитом, станнином и др. В апоскарновом типе месторождений олово наряду с касситеритом часто концентрируется в промышленных количествах (до 10%) в таких минералах, как гранат, людвигит, гулсит, пайгеит, малайит.

В ряде месторождений апоскарнового типа встречаются крупные кристаллы касситерита (>50 мм), в том числе и пригодные для огранки (см. табл. 2). Примерами могут служить месторождения Питкьяранское (Карелия), Чыбагалахское (Якутия), Каньон (Магаданская область), Шварценберг и Брайтенбрунн (Германия), Россардан (Австралия).

Кристаллы коллекционного и ювелирного качества формируются преимущественно в секущих жилах, представляющих собой инъекционные тела замещения скарнов. Благоприятными условиями образования скарновых месторождений с крупным касситеритом являются переслаивание карбонатных и гнейсово-сланцевых слоёв в экзоконтактной зоне рудоносных гранитов, а также широкое развитие жильного комплекса оруденения. Коллекционные и ювелирные кристаллы касситерита образуются в пустотах рудных жил, в гнездах и линзах, расположенных как в скарнах, так и за

их пределами. При отсутствии крупных рудных жил апоскарновое месторождение содержит преимущественно мелкий касситерит до 1 мм и отдельные редкие кристаллы размером до 20 мм.

Касситерит окрашен в чёрный и коричневый цвета, блеск граней алмазный. Характерны сростки и двойники. Просвечивающие зоны желтовато-оранжевого, красновато-оранжевого и серого цветов различной насыщенности. Габитус кристаллов призматически-дипирамидальный, со слабым удлинением. На Чыбагалахском месторождении касситерит в аксинит-актинолитовой породе образует копьевидные призматические кристаллы длиной до 30 мм.

На месторождениях апоскарнового типа помимо касситерита ювелирный и коллекционный интерес могут представлять крупные кристаллы шеелита, граната, друзы кальцита с флюоритом, эпидотом, везувианом, а также редкий минерал скарнов – малайит (Питкьяранское, Каньон, РФ; Шварценберг, Брайтенбрунн, Германия; Россардан, Австралия). В Карелии на скарновом месторождении Кителя руды представлены мелким касситеритом и оловоносным гранатом андрадит-гроссулярового ряда. Касситерит ювелирного интереса не представляет, но оловорудное месторождение на отдельных участках граничит с Кительским месторождением ювелирного алмазита. На месторождении Каньон встречались уникальные по размерам кристаллы малайита – до 20 мм, геденбергита – 20 см, а также представляющие коллекционный интерес кристаллы полихромного везувиана и граната – гроссуляра.

**Риолитовый тип** имеет небольшое значение в мировой оловодобыче [7]. В Российской Федерации месторождения деревянистого олова расположены в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса. К ним относятся Суворовское, Кремнистое, Днепровское (Магаданская область), Джалиндинское (Хабаровский край), проявление Лесное (Центральная Чукотка). В пределах РФ они практически не отрабатывались, поэтому в промышленный тип не выделяются [7]. За рубежом (Мексика, Боливия, США, Китай) известно значительное число мелких месторождений, которые отрабатываются в течение длительного времени. Месторождения данного типа представляют интерес в качестве источника деревянистого олова, которое в свою очередь служит материалом для кабошонирования и представляет определенный интерес для коллекционеров.

Для месторождений типична локализация оруденения в кислых эффузивах позднего мезозоя–палеогена. Месторождения могли формироваться в разных температурных интервалах на заключительных стадиях как редкометалльно-вольфрам-оловянной (после внедрения даек кислого состава), так и железисто-полиметалльно-оловянной (после внедрения даек основного состава) формации, но промышленное значение связано с первой формацией. Глубина распространения рудных

тел с деревянистым оловом незначительная и не превышает первые десятки метров. При разрушении коренных проявлений формируются россыпи, из которых добывается основной объём касситерита. Деревянистое олово встречается в виде сферолитовых стяжений (см. рис. 3), тонких прожилков, брекчий, коркообразных и жилообразных агрегатов в эффузивах. Размер выделений деревянистого олова, как правило, менее 1 мм, но встречаются и более крупные – 20–30 мм, а некоторые могут достигать нескольких килограммов.

Деревянистое олово в месторождениях ассоциирует с кварцем, халцедоном, опалом, тридимитом, кристоболитом, хлоритом, топазом, кальцитом, гематитом, пиритом, арсениопиритом, иногда с флюоритом. Сульфиды откладываются на завершающей стадии рудного процесса – после кварца и деревянистого олова. Ювелирный интерес в этом типе месторождений помимо деревянистого олова, может представлять благородный, в том числе огненный опал (Гуанохуато, Мексика). На месторождении опалом сложены тонкие прожилки в риолитах. Встречаются и особо крупные жеоды диаметром до 10–15 см, в которых вслед за халцедоном и кварцем отлагались гроздевидные обособления опала [6]. В проявлениях редкометалльной риолитовой формации может присутствовать редкий берилл красного цвета – биксбит. Месторождения биксбита известны в эффузивных толщах неогена в штатах Юта, Аризона и Нью-Мексико США. Риолитовый тип месторождений рассматривается нами как промышленный.

**Железисто-полиметалльно-оловянная** формация охватывает разнообразные среднетемпературные сидерохалькофильные рудные образования и включает апоскарновый, силикатный и сульфидный промышленные типы (см. табл. 1). Число месторождений с касситеритом коллекционного и ювелирного качества невелико, и они связаны с силикатным и сульфидным (колчеданно-сульфидный минеральный тип) промышленными типами (см. табл. 2). Примерами могут служить месторождения Хапчеранга, Баджираевское в Забайкалье и Ллаллагуа, Орура, Потоси в Боливии. Размер касситерита на месторождениях этой формации, как правило, не превышает 30 мм, и они встречаются достаточно редко. На ряде месторождений Хрустальное (РФ), Дачан (Китай), Корнуэлл (Англия), Ллаллагуа (Боливия) наблюдались крупные выделения деревянистого олова.

**Россыпи.** Из россыпных месторождений в мире добывается до 65–70% оловянного концентрата [10]. Источником россыпей могут являться все промышленные типы оловорудных месторождений. Касситерит коллекционного и ювелирного качества связан только с месторождениями редкометалльно-вольфрам-оловянной формации (рис. 4).

Касситерит является устойчивым минералом в условиях гипергенеза, что позволяет ему как накапливаться в зоне выветривания и окисления, так и образовывать россыпи различных генетических типов. Учитывая



крупный размер кристаллов касситерита коллекционного и ювелирного качества, наиболее благоприятными для их накопления являются россыпи элювиального, включая коры выветривания, склонового и ложкового генетических типов, часто образующих совместную группу.

Преимущественно россыпи этих типов расположены в пределах положительных морфоструктур с режимом малоградиентных поднятий, локализуясь на субгоризонтальных водораздельных поверхностях и склонах различной крутизны. Наиболее благоприятны пологие склоны и склоны средней крутизны (элювиально-склоновые россыпи горы Иультин, ложковые – Рудный Лог, верховья ручья Олений, Чукотка; Мерек, Хабаровский край). Крупные кристаллы касситерита находятся на плотике в непосредственной близости от рудных тел. Часто касситерит попадает в западины плотика, где может накапливаться в значительных количествах (Рудный Лог).

Благоприятные условия для концентрации касситерита ювелирного качества создаются при размыве рудоносных кор выветривания, при котором происходит вынос больших объёмов глинистого материала. В склоновых и ложковых россыпях могут сохраняться при этом и неповреждённые кристаллы.

Редкометалльные пегматиты являются источником накопления в россыпях различных видов цветных камней, устойчивых при выветривании и транспортировке. К ним относятся топаз, берилл и гранат, которые в элювиально-склоновых и ложковых россыпях могут находиться вместе с касситеритом (россыпи Бразилии). Комплексные оловянные россыпи с цветными камнями могут формироваться и за счёт грейзенового типа коренного источника (россыпи Шерловой Горы).

**Критерии поиска.** Определяющие критерии поиска касситерита коллекционного и ювелирного качества – формационная принадлежность, промышленный тип месторождения, эрозионный срез и морфология рудных тел. В жильных месторождениях редкометалльно-вольфрам-оловянной формации за счёт близкого расположения рудогенерирующих гранитных массивов создаются системы циркуляции касситеритообразующих растворов в течение продолжительного времени, достаточного для образования крупных кристаллов [4]. Аналогичные условия кристаллизации крупных кристаллов происходят и в пустотах-занорышах редкометалльных пегматитов. На месторождениях кварцевого типа наиболее крупные кристаллы касситерита расположены в минерализованных полостях верхних частей жил. В нижних – в мусковит-кварцевых оторочках. Мелкие жилы могут быть выполнены полностью мусковит-кварцевым агрегатом, содержащим кристаллы до нескольких сантиметров.

В штокверках и минерализованных зонах с тонкой прожилковой, разноориентированной системой трещин нет свободного пространства для роста крупных



Рис. 4. Галька касситерита из россыпи Иультинканья, Чукотка:

13×6,5×5 см, 808 г, ГМ СПбГИ, № 185/150

кристаллов. В результате образуется большое количество мелких кристаллов, связанных с одним интервалом кристаллизации.

Месторождения железисто-полиметалльно-оловянной формации расположены на значительном расстоянии от рудогенерирующего гранитного массива. В системах трещин происходит преимущественно проток растворов со значительным перепадом температур. В результате формируется большое количество мелких кристаллов касситерита. Роста крупных кристаллов не происходит, в том числе и в кварцевых жилах значительной мощности.

Положительным критерием является значительный размер рудных жил, составляющий по протяжённости более 100 м и мощностью более 50 см. На месторождении Иультин мощность жил превышала 5 м. Необходимым условием качественного коллекционного и ювелирного материала является наличие в рудных жилах большого количества пустот с друзовым выполнением. На месторождении Тенкергин пустоты составляют около 3% объёма рудных жил. Их размер достигал 0,5×1,5 м. На месторождении Снежное в занорышах встречались кристаллы кварца размером до 50 см в длину и 20 см в поперечнике. На месторождении Светлое пустоты имеют преимущественно щелевидную форму протяжённостью до 1,5 м при ширине до 10 см.

Угол падения жил, в том числе с крупными кристаллами касситерита, колеблется от вертикального (Иультин, Светлое и др.) до субгоризонтального (Мерек, Панашкейра). Рудные жилы с коллекционным и ограниченным касситеритом преимущественно залегают в терригенно-осадочных породах. Месторождения с прекрасными образцами расположены также и в гранитах ранней фазы (Мерек), в габбро (Снежное). Поэтому минеральный состав вмещающих пород и угол падения

рудных жил не могут являться критерием отбраковки месторождений.

Крупные кристаллы касситерита связаны с пегматитовыми жилами средней глубины формирования и располагаются в минерализованных пустотах. Глубина образования пегматита – важнейший поисковый признак. Пегматиты с коллекционным и ювелирным касситеритом и другими ювелирными камнями характеризуются зональностью, зонами замещающих комплексов и широким развитием миароловых полостей и пустот-занорышей. В азональных пегматитах присутствуют мелкие остаточные пустотки или пустоты выщелачивания, не содержащие коллекционного и ювелирного материала. Крупные кристаллы касситерита содержатся как в субгоризонтальных, так и пологозалегающих жилах пегматитов. В пологозалегающих жилах крупные кристаллы касситерита тяготеют к кварц-мусковитовым обособлениям, локализуясь вблизи всячего бока (Бёрд Ривер, Канада). Пустоты в редкометалльных пегматитах распределены крайне неравномерно, что существенно затрудняет их поиски. Их размер варьирует от 2 до 50 см в поперечнике, а наиболее крупные достигают 1×1,5×2,5 м [6, 13–15].

**Организация добычи.** Касситерит и сопутствующий ему комплекс минералов коллекционного и ювелирного качества могут добываться попутно при отработке месторождений олова, повышая их рентабельность. Для их добычи организуется специализированная группа, которая работает в рамках добывающего рудного предприятия. Численность группы зависит от объёма добычных работ на руднике и частоты встречаемости коллекционного и ювелирного материала.

Основой выбора месторождения являются перспективный промышленный тип и сведения о находке крупных кристаллов. К ним относятся преимущественно оловорудные месторождения кварцевого типа и редкометалльные пегматиты. Уже при проходке разведочных горных выработок могут быть установлены наличие и закономерности распределения основного коллекционного и ювелирного материала, объёмы выхода сырья, попутные минералы, представляющие коллекционный и ювелирный интерес. На основе полученных данных определяют схему их добычи.

Высокая стоимость образцов определяется их хорошей сохранностью. Кристаллы на породе, не имеющие сколов, стоят многократно дороже одиночных и повреждённых того же размера. Стоимость коллекционных кристаллов ювелирного качества ориентировочно выше на 30 % их ограночной стоимости. Представляют коммерческий интерес щёточки и друзы хорошо огранённых мелких кристаллов касситерита с алмазным блеском, а также образцы рудных жил с касситеритом для образовательных и научных организаций. Важным фактором повышения рентабельности является использование всего комплекса попутных касситериту минералов как коллекционного, так и ювелирного

качества. Перечень таких минералов рассмотрен выше (см. табл. 1).

При эксплуатационных работах необходимо контролировать вскрытие пустот с возможным коллекционным материалом, не допуская его разрушения при взрывах. Разборка занорышей производится соответствующим инструментом, позволяющим сохранить целостность образцов. Рядовой материал может отбираться после отпалки в горных выработках, а также при сортировке на обогащательной фабрике перед дроблением. Такой отбор может осуществляться и проходчиками за дополнительную плату, что позволяет уменьшить численность группы.

Отдельные рудные забалансовые блоки, перспективные на коллекционное сырьё, могут обрабатываться самостоятельно. В этом случае касситерит рудного качества является попутным материалом, уменьшающим себестоимость получения коллекционного и ювелирного. В этой связи при отработке редкометалльных пегматитов с драгоценными камнями может оказаться рентабельной попутная добыча минералов редкометалльной группы в качестве рудного концентрата.

В ложковых россыпях крупные кристаллы касситерита концентрируются в западинах плотика и могут не попадать непосредственно в отработку. В этих случаях требуется их специальный поиск и сбор. При отработке россыпей с использованием гравитационных методов обогащения крупные кристаллы и их сростки накапливаются на отсадочных установках, с которых они и отбираются.

При отработке россыпей вскрываются рудные тела, требующие особого внимания. Как правило, верхняя их часть сильно выветрена, и кристаллы касситерита могут быть получены при ручной разборке. В этих случаях могут быть найдены кристаллы на породе, что повышает их цену как коллекционных образцов. При положительных результатах отработка рудных тел может быть продолжена обычными для коренных месторождений способами. Россыпи аллювиального, аллювиально-карстового и прибрежно-морского генетических типов могут представлять интерес на ювелирное сырьё только в пределах участков непосредственного вскрытия рудных тел.

Отобранный в горных выработках материал сортируется в камеральном помещении, доводится до коммерческих кондиций, упаковывается и отправляется партиями для дальнейшей реализации. Кристаллы ювелирного качества направляются на огранение, которое может осуществляться и на месте. Непригодные для коммерческих целей кристаллы касситерита и их осколки возвращаются в рудный концентрат.

На многих месторождениях грейзенового, апоскарнового и риолитового типов, а также на россыпях организация специализированной группы не рентабельна в связи с небольшими объёмами коллекционного и

ювелирного материала. На таких месторождениях целесообразно организовать сбор и добычу материала через проходчиков и старателей, проведя инструктаж с показом эталонных образцов.

Из представленных материалов можно сделать следующие выводы. Касситерит по своим геммологическим характеристикам не уступает многим популярным ювелирным разновидностям минералов. Высокую стоимость имеют крупные кристаллы с хорошо выраженными кристаллографическими формами. Представляет ювелирный интерес деревянистое олово.

В результате проведенного анализа в Российской Федерации было установлено 47 месторождений, а за рубежом 133 месторождения с кристаллами касситерита размером более 10 мм, в том числе и с прозрачными зонами различных цветов. Касситерит коллекционного и ювелирного качества преимущественно связан с кварцевым промышленным типом редкометалльно-вольфрам-оловянной формации. Значительный интерес представляют редкометалльные пегматиты, в которых касситерит ассоциирует с драгоценными камнями. Источником коллекционного и ювелирного касситерита являются отдельные месторождения грейзенового и апоскарнового типов этой формации, в которых широко развиты рудные жилы. Деревянистое олово связано преимущественно с риолитовым промышленным типом редкометалльно-вольфрам-оловянной формации, встречается также в силикатном и сульфидном типах железисто-полиметалльно-оловянной формации.

Наиболее крупные кристаллы касситерита связаны с жильной формой рудных тел и минерализованными пустотами в пегматитах. Зоны метасоматических грейзенов и штокверки содержат кристаллы до 20 мм. Важным источником касситерита ювелирного качества могут являться россыпи элювиально-склонового и ложкового типов.

С касситеритом ассоциируют минералы коллекционного и ювелирного качества: кварц, берилл, топаз, турмалин, гранат, сподумен, шеелит, вольфрамит. Коллекционные и ювелирные кристаллы касситерита с другими минералами могут добываться попутно при отработке месторождений олова, повышая их рентабельность.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бронзовый век. Европа без границ. Четвертое-первое тысячелетие до н.э.* / Под ред. Ю.Ю.Пиотровского. – С-Пб.: Изд-во «Чистый лист», 2013.
2. *Буканов В.В.* Цветные камни. Геммологический словарь. – С-Пб., 2001.
3. *Геология оловорудных месторождений СССР* / Под ред. С.Ф.Лугова. Т. 1. Геологические основы прогноза, поисков и оценки оловорудных месторождений. – М.: Недра, 1986.
4. *Жилинский Г.Б., Кислицына В.П., Копятевич И.Р.* Искусственные монокристаллы касситерита. – М.: Наука, 1981.
5. *Киевленко Е.Я., Чупров В.И., Драшьева Е.Е.* Декоративные коллекционные минералы. – М.: Недра, 1987.
6. *Киевленко Е.А.* Геология самоцветов. – М.: Земля, 2000.
7. *Методические рекомендации по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (железо, марганец, олово, хром, бокситы, плавиковый шпат, слюда-мусковит, бор)* / По ред. В.Т.Покалова. – М.: ВИМС, 2003.
8. *Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней. Вып. 27. Коллекционные камни* / Под ред. Н.И.Кашева, В.П.Дроздова. – М.: Союзкварцсамоцветы, 1987.
9. *Минерально-сырьевая база цветных камней России: перспективы ее освоения и развития* / В.С.Полянин, Т.А.Полянина, Е.Н.Дусманов и др. // Разведка и охрана недр. 2015. № 9. С. 66–76.
10. *Павловский А.Б.* Минерально-сырьевая база мира и России: состояние, освоение и перспектива развития. Олово. «Минеральное сырье». Серия геолого-экономическая. № 27. – М.: ВИМС, 2008.
11. *Синкенкес Дж.* Руководство по обработке драгоценных и поделочных камней (Перевод с англ.). – М.: Мир, 1989.
12. *Смирнов С.С.* Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1937. № 5. С. 853–862.
13. *Солодов Н.А.* Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. – М.: Наука, 1971.
14. *Россовский Л.Н., Коваленко С.И., Чмырёв В.М.* Глубина формирования гранитных пегматитов (на примере Гиндукуша) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 10. С. 39–54.
15. *Ферман А.Е.* Пегматиты. Избранные труды. Т. VI. – М.: Изд-во АН СССР, 1960.
16. *Miler M., Sinkankas S.* Standard Catalog of Gem. Values. Geoscience Press. Inc. Tucson, Arizona, 1994.



## Путь органического вещества континентальных осадков на примере Амуро-Зейского бассейна (Верхнее Приамурье)

Н.И.БЕЛОЗЕРОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Амурский научный центр Дальневосточного отделения Российской академии наук (АмурНЦ ДВО РАН); 675000, г. Благовещенск, пер. Релочный, д. 1),  
И.Ф.САВЧЕНКО, И.В.ГИРЕНКО (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИГИП ДВО РАН); 675000, г. Благовещенск, пер. Релочный, д. 1)

В статье показано, что органическое вещество поступало в осадки Амуро-Зейского бассейна как в составе минерально-гумусовых отложений, так и в виде фульвокислот и гуминовых кислот в стоке поверхностных вод. Первые в процессе динамотермального метаморфизма сформировали залежи бурых и каменных углей. Вторые отложились в виде рассеянного органического вещества и, как активные растворители, способствовали перераспределению редких и рассеянных элементов. На основании анализа геологической обстановки и температур, возникающих при коллизионных процессах, авторы пришли к выводу, что температурный режим формирования толщ колебался в пределах 150°–300°С. Максимальные температуры, воздействующие на преобразование угленосных толщ, привели к формированию каменных углей марки «Д». Угли более высокотемпературных марок («Г», «СС», «Т») и антрациты сформировались под воздействием контактового метаморфизма. Низкие температуры преобразования толщ исключают возможность образования в них аутигенных месторождений нефти и газа. При наличии куполообразных нефтегазоупоров нахождение месторождений нефти и газа, поступающих из глубинных источников, возможно.

*Ключевые слова:* органическое вещество, бассейн, сапропели, торф, уголь, депрессия, гуминовые кислоты, нефть, газ.

Белозеров Николай Иванович  
Савченко Илья Федорович  
Гиренко Ирина Витальевна



nibic@rambler.ru  
sav@ascnet.ru  
savlab@ascnet.ru

## Organic matter of continental deposits of the Amur-Zeya basin (The Upper Priamurye)

N.I.BELOZYEROV (Amur scientific center FEB RAS),  
I.F.SAVCHENKO, I.V.GIRENKO (Federal state budgetary institution of science Institute of Geology and nature management FEB RAS)

The article shows that the organic matter was supplied to the sediments of the Amur-Zeya basin not only as part of the mineral deposits but also in the form of humic and fulvic acids in surface water runoff. The mineral-humus deposits formed brown and mineral coal deposits in the process of dynamo-thermal metamorphism. Humic and fulvic acids were deposited in the form of dispersed organic matter. As active solvents, they contributed to the redistribution of rare and trace elements. Based on the analysis of geological conditions and temperatures of collision processes, the authors concluded that the temperature regime of coal deposits formation ranged within 150°–300°С. The maximum temperature affecting the conversion of coal-bearing deposits has led to the formation of grade D mineral coal. Coal of higher grades (G, CC, and T) and anthracite was formed due to contact metamorphism. Low-temperature deposit conversion excludes the possibility of authigenic oil and gas deposits formation in them. When domed screens are present, deep-sourced oil and gas deposits discovery is possible.

*Key words:* organic matter, basin, sapropels, peat, coal, depression, humic acids, oil, gas.

Строение поверхностных оболочек Земли – атмосферы, гидросферы, океанической и континентальной коры – обусловлено сложными этапами их добиоге-

ного и биогенного развития [1, 4, 16–18]. Начиная с каменноугольного периода (350 млн. лет назад), создается устойчивый механизм круговорота углекислоты и

кислорода. Органическое вещество в континентальных осадках стало в два раза преобладать над таковым в океанических отложениях.

Путь органического вещества океанических осадков в процессе формирования геологических структур и его преобразования достаточно подробно рассмотрен авторами данной публикации в работах [1, 17, 18]. Органическое вещество континентальных осадков проходит значительно «укороченный» путь, так как инверсионные процессы, обуславливающие температурный режим и давление, имеют здесь значительно меньшие амплитуды и, соответственно, меньшее влияние. На примере отложений рассматриваемого Амуро-Зейского бассейна можно проследить путь преобразования выпавшей в осадок биомассы отмерших организмов до торфа, бурых и каменных углей и антрацитов.

**Краткая геологическая характеристика.** Геологическая летопись Амуро-Зейского бассейна, расположенного на молодой Зейско-Буреинской платформе, началась с аккреции Амурского микроконтинента, островодужных фрагментов и систем, расположенных в Палеоазиатском океане (Монголо-Охотский бассейн) между Сибирской и Северо-Китайской литосферными плитами [5, 7, 14, 15]. Бассейн представляет собой замкнутую дезинтегрированную структуру внутриконтинентального рифтогенного пояса, ограниченную с севера Янкано-Тукурингско-Джагдинским, с востока – Туранским, а с запада и юга – соответственно Больше- и Малохинганским горными сооружениями [13, 22]. Отложения сформировавшейся структуры залегают с угловым несогласием на гранитоидном основании герцинид.

Развитие бассейна происходило в три этапа: рифтогенный (средняя юра–альб), платформенный (альб–кампан) и неотектонический (маастрихт–кайнозой).

В рифтогенный этап обозначилось обрамление Зейско-Буреинской платформы, на которой выделились Приамурская, Зейско-Селемджинская, Екатеринославская и Архаринская депрессионные системы, ограниченные Большехинганским, Туранским (Буреинским), Амуро-Мамыньским, Благовещенским, Завитинско-Майкурским поднятиями (рис. 1). В начальную (среднеюрскую) стадию рифтогенного этапа происходило накопление в грабенах преимущественно пролювиальных образований (конгломератов, песчаников екатеринославской свиты). В раннемеловую стадию отлагался «пёстрый» по составу эффузивно-терригенный материал (итикутская и поярковская свиты). Мощность отложений до 1600 м.

Платформенный этап развития Амуро-Зейской впадины можно разделить на три стадии: начальную, среднюю и финальную. В начальную стадию (турон–кампан) происходило формирование надрифтовых впадин и межрифтовых поднятий. В эту стадию, в условиях сжатия и регрессии осадочного бассейна, при низких темпах прогибания и высокой динамической

активности сооружений внешнего обрамления происходило накопление песчаников, глин, гравелитов и конгломератов завитинской свиты (более 500 м). Средняя стадия (маастрихт) происходила в условиях расширения области седиментации и высоких темпов прогибания. В центральной части бассейна формировались терригенные отложения цагайской свиты (до 300 м), нижняя часть которых сложена песчаниками, а верхняя – глинами с прослоями туфов. Финальная стадия (маастрихт–даний) характеризуется сжатием со стороны Тихоокеанского сегмента [13, 14, 22]. Представлена отложениями песков и гравелитов в нижних частях разреза и чередованием песков, алевритов, глин, бурых углей, прослоев туфов в верхних его частях (до 180 м).

На неотектоническом этапе выделяются эоцен-олигоценная, миоценная, плиоцен-эоплейстоценная и плейстоцен-голоценная стадии. Тектонические подвижки вдоль внешнего обрамления Зейско-Буреинской платформы привели к короблению аккумулятивной поверхности и резкому сокращению площади распространения, а также «блужданию» аккумулятивно-осадочных равнин. В неотектонический этап были заложены северо-западные, северо-восточные и широтные тектонические структуры, осложнившие субмеридиональные структурные формы мезозой. Иллюстрацией сложности геологического строения Амуро-Зейского бассейна служит разрез его отложений (рис. 2).

**Формы органических осадков, условия их отложения и роль в процессе эволюции.** Осадочный чехол Амуро-Зейской впадины формировался в условиях развитого растительного покрова. Органическое вещество поступало в осадочные толщи в результате денудации в составе аллювиального, делювиального, частично пролювиального материала, в виде почвенных минерально-гумусовых фрагментов на педиментах, конусах выноса и пойменных участках, а также в виде фульвокислот и гуминовых кислот. Озёрно-болотные системы в верхней юре были слабо развиты и занимали незначительные территории, а торф и сапропели имели в осадках подчинённое значение. Более чем на 80% территории преобладали денудационные процессы. Лишь на крайнем северо-западе и на юге, в условиях медленного опускания отдельных блоков создаются предпосылки для формирования руслово-пойменных осадков (аякская, депская и молчановская свиты).

В позднем меле и особенно в кайнозое, в условиях неотектонической активизации, заложившей образование крупных разрывных структур, формируются [13, 22] пликативные формы залегания пород – прогибы, сводовые поднятия. Условия для формирования осадков руслово-пойменных и озёрно-болотных фаций значительно расширяются и становятся характерными для 60% (поздний мел) и даже 90% (ранний антропоген) территории бассейна. Создаются условия для развития разнообразных органических составляющих – водорослей, болотной растительности, папоротников, мхов,

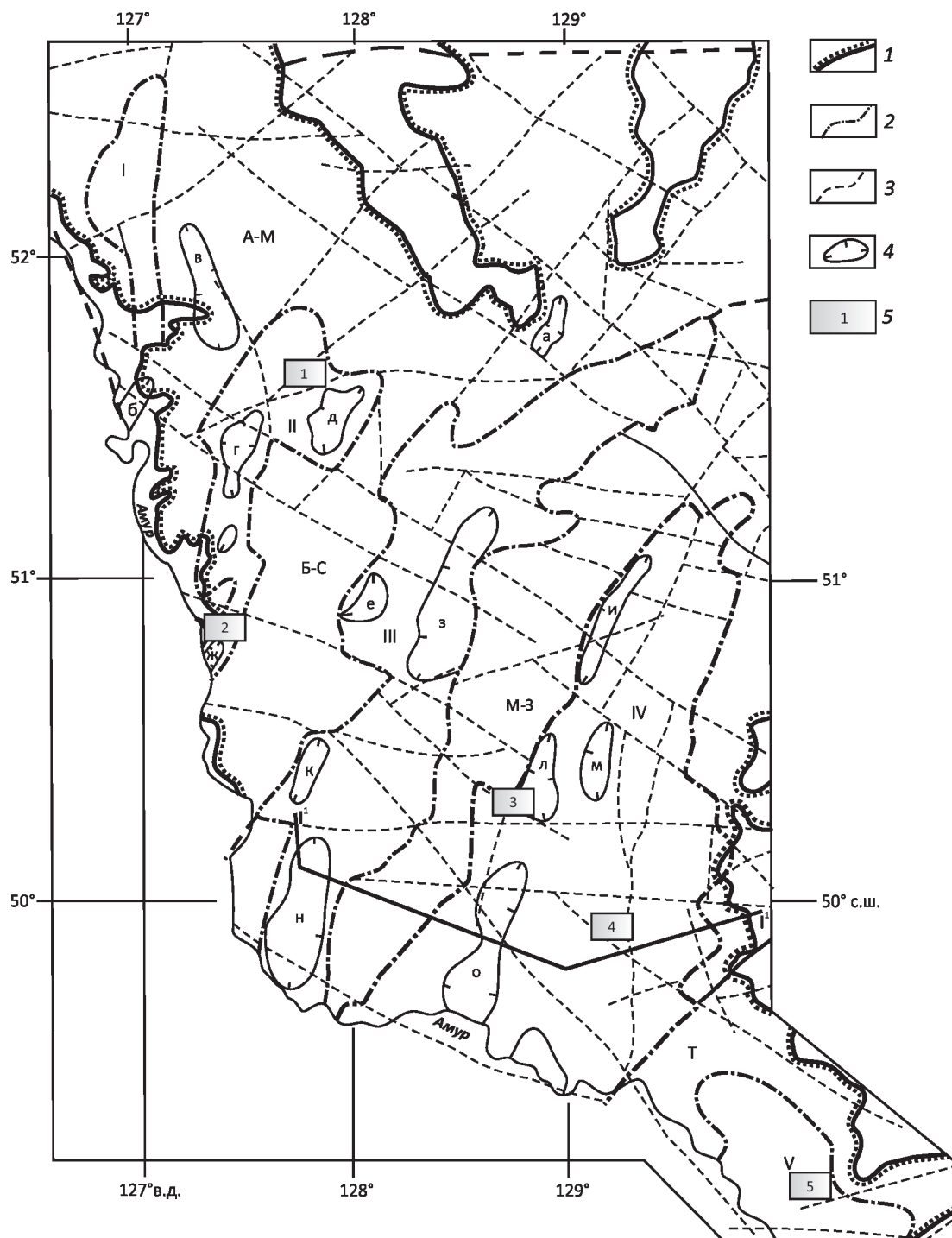


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Амуро-Зейского бассейна. По материалам [20], с изменениями и дополнениями авторов:

1 – контуры Амуро-Зейского бассейна; 2 – позднемезозойские тафрогенные впадины (I – Ту-Тараконская, II – Сычевско-Климоуцевская, III – Лермонтовско-Белогорская, IV – Поярково-Екатеринославская, V – Архаринская); 3 – поднятия и выступы допозднемезозойского фундамента (А-М – Амуро-Мамыньское, Б-С – Благовещенско-Свободненское, М-З – Майкур-Завитинское, Т – Туранское); 4 – позднемезозойско-кайнозойские впадины (а – Тараконская, б – Корсаковская, в – Климоуцевская, г – Сычевская, д – Спасовская, е – Комиссаравская, ж – Сергеевская, з – Белогорская, и – Ромненская, к – Дмитриевская, л – Екатеринославская, м – Романовская, н – Лермонтовская, о – Поярково-Михайловская); 5 – месторождения бурых углей (1 – Свободное, технологическая группа 1Б, 2 – Сергеевское, 1Б, 3 – Ерковецкое, 1Б и 2Б, 4 – Райчихинское, 2Б, 5 – Архаро-Богучанское – 2Б и 3Б); I<sup>1</sup>-I<sup>1</sup> – линия интерпретационного геологического разреза (см. рис. 2)



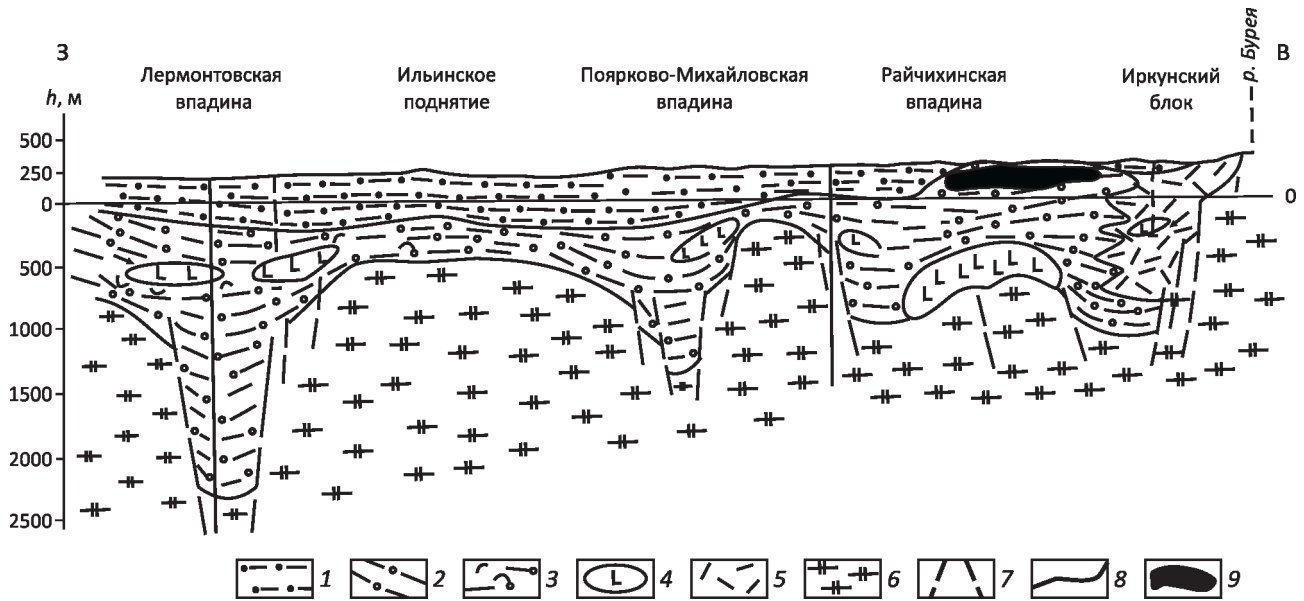


Рис. 2. Интерпретационный геологический разрез Амуро-Зейского бассейна по линии Лермонтовка–Райчиха–Иркут. По материалам [20] с изменениями авторов:

1 – нелифитизированные глинисто-песчаные отложения верхнего структурного яруса; 2–5 ( $K_2$ – $K_z$ ): 2 – терригенные отложения, 3 – то же с существенной примесью туфогенного материала, 4 – линзы андезито-базальтов, 5 – липариты и их туфы; 6 – нижний структурный ярус – фундамент депрессии (граниты, гранодиориты, диориты, гнейсы); 7 – разрывные нарушения; 8 – границы структурных ярусов; 9 – отложения бурых углей

древесных составляющих. Состав и распределение по разрезу видов растительных остатков достаточно подробно описаны В.С.Маркевич и Е.В.Бугдаевой [14]. В органическом веществе континентальных осадков преобладает лигнин и целлюлоза (80–90 мас.%) с атомным соотношением Н/Сорг 1,0–1,5, в то время как в океанических осадках преобладают липиды и белки (70–80 мас.%), с Н/Сорг 1,7–1,9.

Участие органических осадков в строении осадочного чехла имеет различные формы. Формирование осадочного чехла сопровождается стоком поверхностных вод, содержащих растворённые органические вещества, представленные фульвокислотами, угольной и гуминовыми кислотами, органическими коллоидами. Даже в малых концентрациях они чрезвычайно химически активны, и их участие в рудогенезе неоспоримо. Д.С.Орлов [5] выделяет три основные функции гуминовых веществ (ГВ): аккумулятивную, заключающуюся в накоплении важнейших биогенных элементов и веществ в почвах, поверхностных водах и донных отложениях. Следующая важная функция – транспортная. Гуминовые вещества могут образовывать способные к геохимической миграции соединения. Доминирующими миграционными формами являются органоминеральные соединения. В такой форме мигрируют катионы железа, большинство микроэлементов, редких и рассеянных металлов,

золото, серебро, платиноиды, полиметаллы, ртуть и другие элементы.

Регуляторная функция ГВ отражает способность противостоять внешним воздействиям и выражается в создании геохимических барьеров. Данная функция гуминовых веществ способствует накоплению мигрирующих соединений на границах геохимических барьеров и формированию вторичных рудопроявлений и месторождений.

Таким образом, органические вещества генерируются в областях денудации, транспортируются к области разгрузки в основание местных или региональных базисов эрозии и включаются в состав рыхлых отложений. Местами разгрузки солифлюкционных потоков могут быть болотные (озёрно-болотные) массивы. При этом твёрдая (денудационная) фаза стока оседает у границы болотного массива, а растворы участвуют в формировании внутриболотной гидрологической сети. Происходит биогеохимическое осаждение катионов и анионов в соответствии с изменением свойств геохимического барьера по латерали и по глубине, так как болота относятся к слабопроточным водоёмам.

Рассеянное в отложениях органическое вещество представлено, как правило, фульвокислотами, гуминовыми кислотами и другими органическими веществами, выпавшими из растворов. Пески, обычно содержат ОВ до 0,5%, а глины – 1,0–1,5%.

Основные технологические параметры углей. По Ю.А.Агафонову, 1995 и УралВТИ, 1992, с учётом [7] и дополнениями авторов

| Тип ископаемого топлива             | Концентрация ОВ,<br>в Мг/км <sup>2</sup> | Выход летучих (V <sub>г</sub> ), в % |       | Температура<br>формирования, в °С |
|-------------------------------------|--|--------------------------------------|-------|-----------------------------------|
|                                     |  | Всего                                | Масел |                                   |
| Уголь бурый группы 1Б               | 10,75                                    | 59,6                                 | 14,5  | 100–150                           |
| Уголь бурый группы 2Б               | 6,64                                     | 42,0                                 | 16,6  |                                   |
| Уголь каменный групп Д, Г и СС      | 10,22                                    | 24,0                                 | 10,0  | 150–200                           |
| Уголь каменный группы Т и антрациты | 9,5                                      | 14,0                                 | 5,0   | 288–300                           |

В отличие от рассеянных органических веществ, торфа и сапропели «привязаны» к местам формирования и подвержены в исключительных случаях участию в составе эрозионно-денудационных потоков. Покрывая гигантские пространства, торфяной пласт препятствует денудации подстилающих отложений. Значительные по площади озёрно-болотные отложения стали очагами формирования угольных месторождений. Тектонический режим бассейна, как отмечалось ранее, характеризовался в дальнейшем перемещениями отдельных блоков, погружениями и воздыманиями. Это способствовало перекрытию озёрно-болотных отложений, богатых органическим веществом, глубокому их захоронению и последующему воздыманию.

**Метаморфизм органических осадков.** В процессе термической трансформации органические вещества сначала теряют гетероатомы, водород и часть углерода в составе газообразных продуктов. Твёрдая фаза обогащается углеродом, образующим графитоподобные области конденсированных ароматических ядер. Из таблицы разрыва химических связей веществ [24] видно, что в первую очередь нарушаются связи углерод-гетероатом, при этом происходит выделение летучих гетеросоединений (CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, H<sub>2</sub>O, NH<sub>3</sub>, HCN и др.), а затем соединения распадаются по связям С-С и С-Н.

Метаморфизм органических осадков протекает, как известно, в восстановительной среде, при различных термобарических условиях. Накопление торфа и метаморфизм (гумификация) растительных остатков происходит при малых гидростатических давлениях и температурах. Содержание углерода в торфе против растительной массы увеличивается на 5–10% и достигает 54–61%, а кислорода снижается до 31,5–38%. В углях низкой степени метаморфизма содержание углерода в горючей массе увеличивается до 65–67%. Потеря массы торфа при этом составит 35–55%.

В пределах аккумулятивных впадин Амурской литосферной плиты имеются проявления и месторождения в различной степени метаморфизованных органических осадков – сапропелей, торфа, бурых и каменных углей, антрацитов. Для того, чтобы трансформироваться в высокоуглеродистые вещества органические осадки должны были погружаться на глубины и подвергаться эндогенному прогреву. Конкретную

величину погружения и температуру можно указать приблизительно, с учётом различных геотермальных градиентов. Эндогенные температуры являются функцией глубины и магматической активности. Для Калифорнии, например, эта цифра составляет 45°C на 1 км, для Северного Кавказа – 49°C, для Донбасса – 37°C, для Южно-Каспийской впадины – 8°–9,5°C на глубину 4–4,5 км [3, 10, 21]. По данным Уральского филиала теплотехнического научно-исследовательского института (УралВТИ) (1992) показатель отражения витринита (0,5–6,4%) наиболее метаморфизованных антрацитов огоджинской свиты Амуро-Зейского бассейна соответствует углям с преобладанием графитоподобной фазы (>40%), что по данным С.Г.Гагарина и Ю.М.Королёва [3, рис. 6] соответствует температуре метаморфизма 300°C при палеодавлении выше 200 МПа. Для осадочных пород свиты при плотности 2,45 г/см<sup>3</sup> мощность осадков на стадии доинверсии с давлением 220 МПа должна быть более 9 км. Г.Л.Кириллова [6, 7] и В.Г.Варнавский [2] считают, что начало торфонакопления происходило в условиях приморской низменности, следовательно, в доинверсионный период опускание было более 10 км с геотермическим коэффициентом метаморфизма 38°C/км (Ю.Ф.Малышев, 1994). Авторы данной публикации допускают, что амплитуда опускания в доинверсионный и подъёма в постинверсионный период достигала 12–13 км.

В соответствие с постулатом Д.И.Менделеева о примерно равном распределении кислорода между водородом и углеродом можно подсчитать, что образование антрацитов на Огоджинской угленосной площади из торфа с элементным составом органической массы (в %): С – 56, Н – 5,9, N – 1,5, S – 0,2, О – 36,4 сопровождалось потерей 42–45% массы органического вещества из-за выделения CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O. Эти параметры ориентировочно соответствуют температуре пиролиза 300°C (см. таблицу). Показатель отражения витринита Гербикиано-Огоджинских антрацитов по данным АО «ВНИГРИУголь» равен 3,6–5,0%, что свидетельствует о преобладании графитоподобной фазы в ОВ (60–80%) антрацита и малом межплоскостном расстоянии в графите, а также высоком горном давлении при метаморфизме [2, 20]. Эксперименты подтвердили, что доля графитоподобной массы в каменных углях

повышается с 40 до 70% с ростом температуры от 150° до 300°С [20].

В.В.Крапивенцева [9], исследуя угли в отложениях Буреинского бассейна, тоже пришла к выводу о степени катагенеза органических осадков близкой осадкам Амуро-Зейского бассейна.

На основании геологических данных и в соответствии с заключением УралВТИ, проводившего изучение технологических свойств углей Огоджинского месторождения, авторы данной публикации считают, что максимальная степень регионального метаморфизма углей Амуро-Зейского бассейна, приведшая к формированию каменных углей марки «Д», достигалась при температуре до 300°С. Воздействие более высоких температур связано с контактовым метаморфизмом вызванным влиянием даек и силлов магматических пород.

По изложенным материалам можно сделать следующие выводы. Органическое вещество континентальных осадков Амуро-Зейского бассейна поступало в осадочные толщи в составе минерально-гумусовых отложений, а также из стоков поверхностных вод в виде растворов фульвокислот и гуминовых кислот, игравших двойную роль. Они привели к образованию рассеянного органического вещества повсеместно присутствующего в осадках и, являясь чрезвычайно химически активными, растворяли, переносили и отлагали на геохимических барьерах редкие и рассеянные металлы, полиметаллы, драгоценные металлы, ртуть и другие элементы. Отложения перенесённых микроэлементов могли формировать вторичные месторождения или представлять интерес для попутного извлечения.

Сложные тектонические перестройки и активизация перемещений способствовали образованию локальных блоков различной степени погружения. Амплитуда опускания и подъёма колебалась от 3 до 13 км. В соответствии с образующимися температурами угленосных толщ в них сформировались месторождения бурых углей марок «Б1», «Б2», «Б3» и каменных углей марки «Д». Каменные угли более высокометаморфизованных марок («Г», «СС», «Т») и антрациты сформировались под воздействием контактового метаморфизма внедрившихся магматических тел.

Учитывая, что температуры, воздействующие на углеродсодержащие толщи, не превышали 300°С, ожидать в них образования месторождений нефти и газа из местных органических осадков в пределах Амуро-Зейского бассейна нереально. При наличии непроницаемых слоев пород (нефтегазопоров), изогнутых в антиклинали (горст-антиклинали), то есть структурных ловушек, на изучаемой территории возможны месторождения нефти и газа, поступающих из глубинных источников. Наличие структурных ловушек для месторождений нефти и газа в депрессионных зонах Зейско-Буреинского бассейна подтверждается работами многих исследователей [2, 6, 9, 15, 17, 22, 23]. А.П.Сорокин в своих исследованиях [12, 19] конкретно

указывает на возможное наличие таких месторождений в проницаемых отложениях екатеринославской и итикутской свит под пелитовым и алевропелитовым флюидопором поярковской свиты в Зейско-Селемджинской и Екатеринославской депрессионных зонах.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белозеров Н.И., Савченко И.Ф., Гиренко И.В. Источник углеводородов месторождений нефти и газа // Отечественная геология. 2015. № 1. С. 89–92.
2. Варнавский В.Г. О меловых эпохах угленакопления Востока России // Тихоокеанская геология. 1994. №6. С. 149–155.
3. Гагарин С.Г., Королев Ю.М. Моделирование преобразования фазового состава ископаемых углей в недрах // Химия твёрдого топлива. 2003. № 6. С. 6–19.
4. Геолого-геофизическая интерпретация результатов детальных геофизических исследований Нижнезейской области Зейско-Буреинского осадочного бассейна / А.П.Сорокин, В.Б.Каплун, Ю.Ф.Малышев и др. // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 1. С. 34–48.
5. Гуминовые вещества в биосфере / Отв. ред. Д.С.Орлов. – М.: Наука, 1993.
6. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские–кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–82.
7. Кириллова Г.Л. Сравнительная характеристика внутриконтинентальных рифтовых бассейнов Восточной Азии Сунляо и Амуро-Зейской // Тихоокеанская геология. 1995. № 6. С. 33–54.
8. Кокочкин А.А. Новейшие инверсионные структуры – индикаторы геодинамического режима и активности разломов Востока Азии: модели и реальные объекты // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии. VII Косыгинские чтения. – Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2011. С. 375–378.
9. Крапивенцева В.В. Катагенез юрско-меловых углей и пород Буреинского бассейна в связи с условиями генерации углеводородов (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 6. С. 79–93.
10. Красный Л.И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. – Л.: ВСЕГЕИ, 1960. Вып. 37.
11. Малышев Ю.Ф., Литина Е.Н. Геотермические характеристики структурных элементов земной коры Восточной Азии и их связь с глубинным строением // Тихоокеанская геология. 1994. №1. С. 13–28.
12. Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород. – М.: Недра, 1975.
13. Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков // И.А.Васильев, В.П.Капанин, Г.П.Ковтонюк и др. – Благовещенск: Комитет природных ресурсов Амурской области, 2000.
14. Молодые платформы Восточной окраины Евразии (глубинное строение, условия формирования и металлогения) / Научн. ред. чл.-корр. РАН А.П.Сорокин. – Владивосток: Дальнаука, 2013.



15. *Пан В.П., Сорокин А.П.* Геотектонический режим формирования меловых–неогеновых угленосных отложений чехла Амура-Зейской депрессии. Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 129–137.
16. *Розанов А.Г.* Когда появилась жизнь на Земле // Вестник РАН. 2010. Т. 80. № 5–6. С. 533–541.
17. *Савченко И.Ф., Белозеров Н.И.* Путь органического углевода океанических осадков в процессе формирования геологических структур Восточной Азии // Отечественная геология. 2013. № 2. С. 50–56.
18. *Савченко И.Ф., А.П., Белозеров Н.И., Гиренко И.В.* Органическое вещество осадков в системе конвективного массообмена в литосфере // Докл. РАН. Т. 458. № 2. 2014. С. 206–208.
19. *Сорокин А.П., Худяков Г.И.* Особенности мезозойского и кайнозойского осадконакопления в Амура-Зейской впадине. Геоморфоструктура Дальнего Востока. – Владивосток: ДВНЦ, 1978. С. 12–34.
20. *Тафрогенный комплекс Амура-Зейской депрессии и перспективы его рудоносности / Г.А.Шатков, А.О.Бабаяев, В.А.Максимовский, В.В.Пуринг // Тихоокеанская геология. 1984. № 3. С. 54–67.*
21. *Строение, эволюция Сунью-Цзялинского бассейна Северо-Восточного Китая и его связь со структурами Зейско-Буреинского бассейна Российского Дальнего Востока / С.К.Цао, Г.Л.Кириллова, А.П.Сорокин и др. // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 6. С. 68–78.*
22. *Фейзуллаев А.А., Кадыров А.Г., Казиров Ф.А.* Пространственная корреляция сейсмичности, аномально высоких давлений и нефтегазоносности Южно-Каспийского бассейна Азербайджана / Дегазация Земли: реотектоника, геодинамика, геофлюиды, нефть и газ, углеводороды и жизнь // Мат-лы всерос. конф. с международным участием, посвящённой 100-летию со дня рождения Н.П.Кропоткина, 18–22 октября 2010 г. – М.: ГЕОС, 2010. С. 503–505.
23. *Химия природных энергоносителей и углеродных материалов: учебное пособие // Т.В.Бухаркина, С.В.Вержичинская, Н.Г.Дигуров и др. – М.: Техника, 2009.*
24. *Чухарева Н.В., Шишкина Л.В., Новиков А.А.* Кинетика термической деструкции гуминовых кислот // Химия твёрдого топлива. 2003. С. 37–45.

#### **К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ**

Плата с авторов за публикацию (в том числе с аспирантов) не взимается. Гонорар не выплачивается. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым предоставляет редакции право на ее опубликование в журнале и размещение в сети «Интернет».

По всем вопросам, связанными со статьями, следует обращаться в редакцию:  
тел. +7 (495)315-28-47, E-mail: ogeo@tsnigri.ru

## Особенности районирования криолитозоны Печорского артезианского бассейна

В.В.ЕРШОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение «Гидроспецгеология»);  
123060, г. Москва, ул. Маршала Рыбалко, д. 4)

Рассмотрены особенности распространения многолетнемёрзлых пород (ММП) Печорского артезианского бассейна. Обращено внимание на отсутствие связей реликтовых разновидностей многолетнемёрзлых пород с современной климатической зональностью.

Новые данные о криолитозоне и подземных водах описываемой территории выявили потребность пересмотра и уточнения ряда прежних представлений.

*Ключевые слова:* криолитозона, криогенная толща, многолетнемёрзлые породы, талик, артезианский бассейн, деградация.

Ершов Вячеслав Вячеславович



ilfsm@mail.ru

## Features of the permafrost zone zoning of the Pechora artesian basin

V.V.ERSHOV (Federal state budgetary institution «Gidrospetsgeologiya»)

The features of the distribution of permafrost rocks (MMP) of the Pechora artesian basin are considered. Attention paid to the absence of links between relict species of permafrost rocks with modern climatic zoning.

New data on the cryolithozone and groundwater of the described territory revealed the need to review and clarify a number of previous ideas.

*Key words:* cryolithozone, cryogenic stratum, permafrost, talik, artesian basin, degradation.

В развитии народного хозяйства страны северные районы играют важную роль. В Печоро-Уральском регионе осваиваются месторождения нефти и газа, разрабатываются месторождения и рудных, и нерудных (угольных) полезных ископаемых. Печорский артезианский бассейн – один из ключевых в регионе. За последнее время в нём было открыто несколько месторождений нефти и газа, подземных питьевых и технических вод. Новые данные о криолитозоне и подземных водах территории выявили потребность пересмотра и уточнения ряда прежних представлений, а также дополнительно изучения гидрогеологических и геокриологических условий.

Печорский артезианский бассейн входит в состав Тимано-Печорского сложного артезианского бассейна (САБ) и состоит из бассейнов третьего порядка: Ижма-Печорского, Большеземельского и Печоро-Кожвинского [1]. Геокриологические условия на территории ПАБ весьма разнообразны, криолитозона занимает 56,7% его площади. Она распространяется от северного побережья Баренцева (Печорского) моря до широты г. Печора в центральной части данной территории (рис. 1).

В северной части бассейна мёрзлые породы имеют преимущественно сплошное распространение с присутствием сквозных и несквозных таликов. Область

сплошного распространения ММП занимает сравнительно возвышенную северную часть региона, но не доходит до побережья. Вдоль побережья многолетнемёрзлые породы распространены прерывисто, что обусловлено наличием участков криопэгов в связи с засоленностью пород и поверхностных вод. Мощность мёрзлых пород в зоне сплошного распространения территории в данном районе и присутствия морских отложений здесь преобладают в основном несквозные талики и криопэги со среднегодовой температурой  $-1^{\circ}\dots-3^{\circ}$ . Сплошное распространение мёрзлых пород в этой части бассейна представлено отдельными массивами незначительной площади.

Южнее сплошное распространение ММП плавно переходит в прерывистое, а затем сменяется массивно-островным. Однако в южной части бассейна преобладает островное распространение ММП. Острова мёрзлых пород хаотично расположены и в центральной части бассейна, но в основном они сосредоточены у южной границы Большеземельского артезианского бассейна (АБ), где мощность мёрзлых пород может достигать 100 м.

На данной территории выделены современные и реликтовые криогенные толщи.

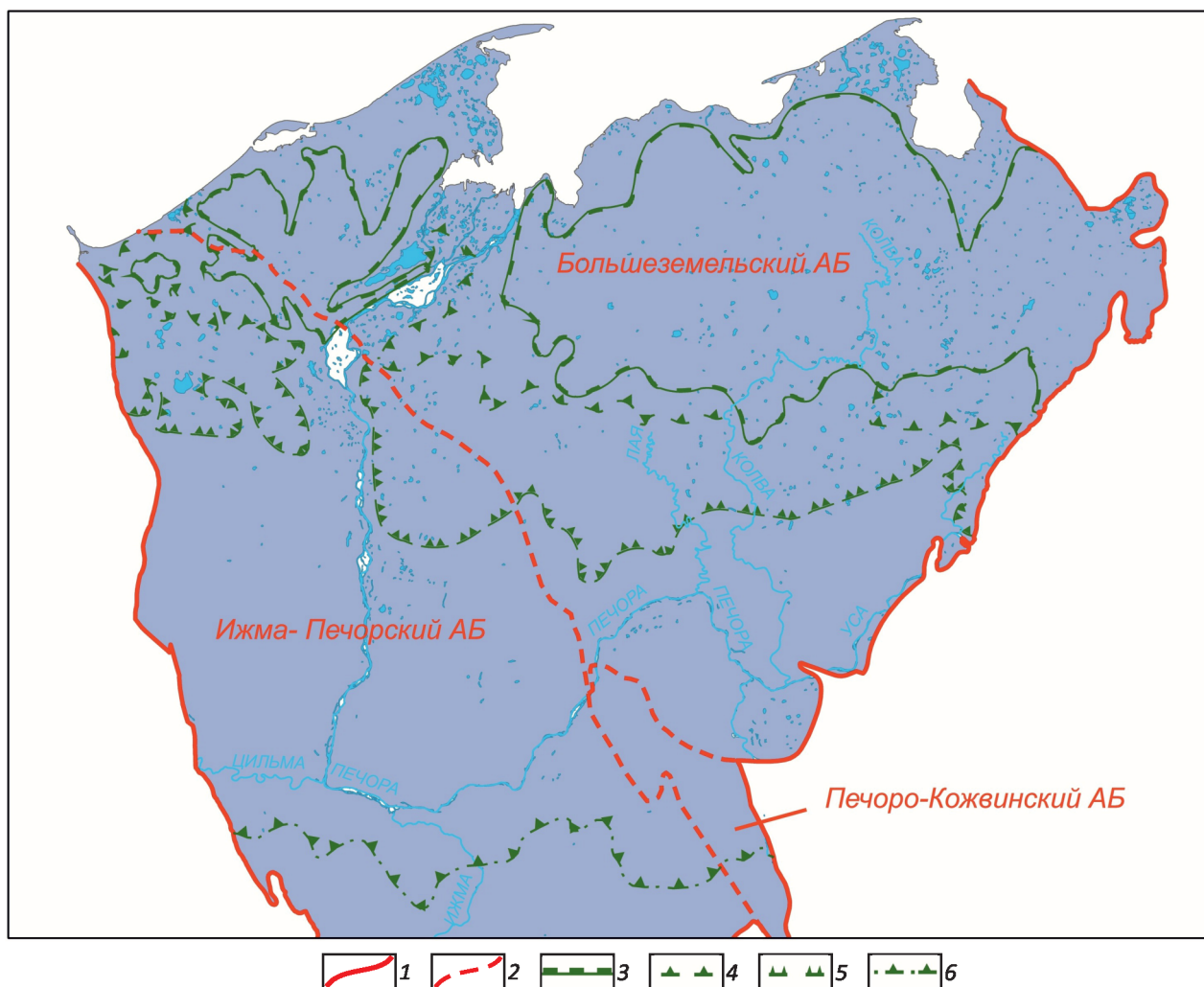


Рис 1. Зоны современных многолетнемёрзлых пород:

1–2 – структуры: 1 – I, II и 2 – III порядков; 3–6 – граница зоны: 3 – сплошной, 4 – прерывистой, 5 – массивно-островной и 6 – островной распространения ММП

**Современные криогенные толщи.** Предыдущие геокриологические исследования показали, что современные ММП развиты примерно до широты Полярного круга, и их распространение, температура и мощность подчиняются преимущественно широтной зональности [2].

Для уточнения границ ММП и выделения зон их распространения были проведены региональные работы, которые включали: полевое исследование территории; анализ карт геокриологической, гидрогеологической и геологической съемки масштаба 1:200 000 и 1:1 000 000, геокриологической карты СССР масштаба 1:2 500 000 и многочисленных геолого-технических разрезов скважин, расположенных на исследуемой территории. Выполненные работы позволили разделить кри-

огенные толщи (КТ) на четыре зоны: сплошной (90%), прерывистой (50–90%), массивно-островной (20–50%) и островной (20%) развития ММП (см. рис. 1). Ниже приводится описание геокриологических условий и особенностей каждой зоны.

*Зона сплошного распространения ММП* занимает 26,5% территории Печорского АБ или 46,8% территории его криолитозоны (см. рис. 1). Мощность ММП в описываемой зоне 50–500 м, она максимальна на высоких водоразделах и резко сокращается в долинах рек. Мёрзлые породы с максимальной мощностью 300–500 м сформировались в ледниковые эпохи верхнего неоплейстоцена, затем их верхняя часть протаяла в оптимум голоцена, потом снова промёрзла в позднем голоцене.

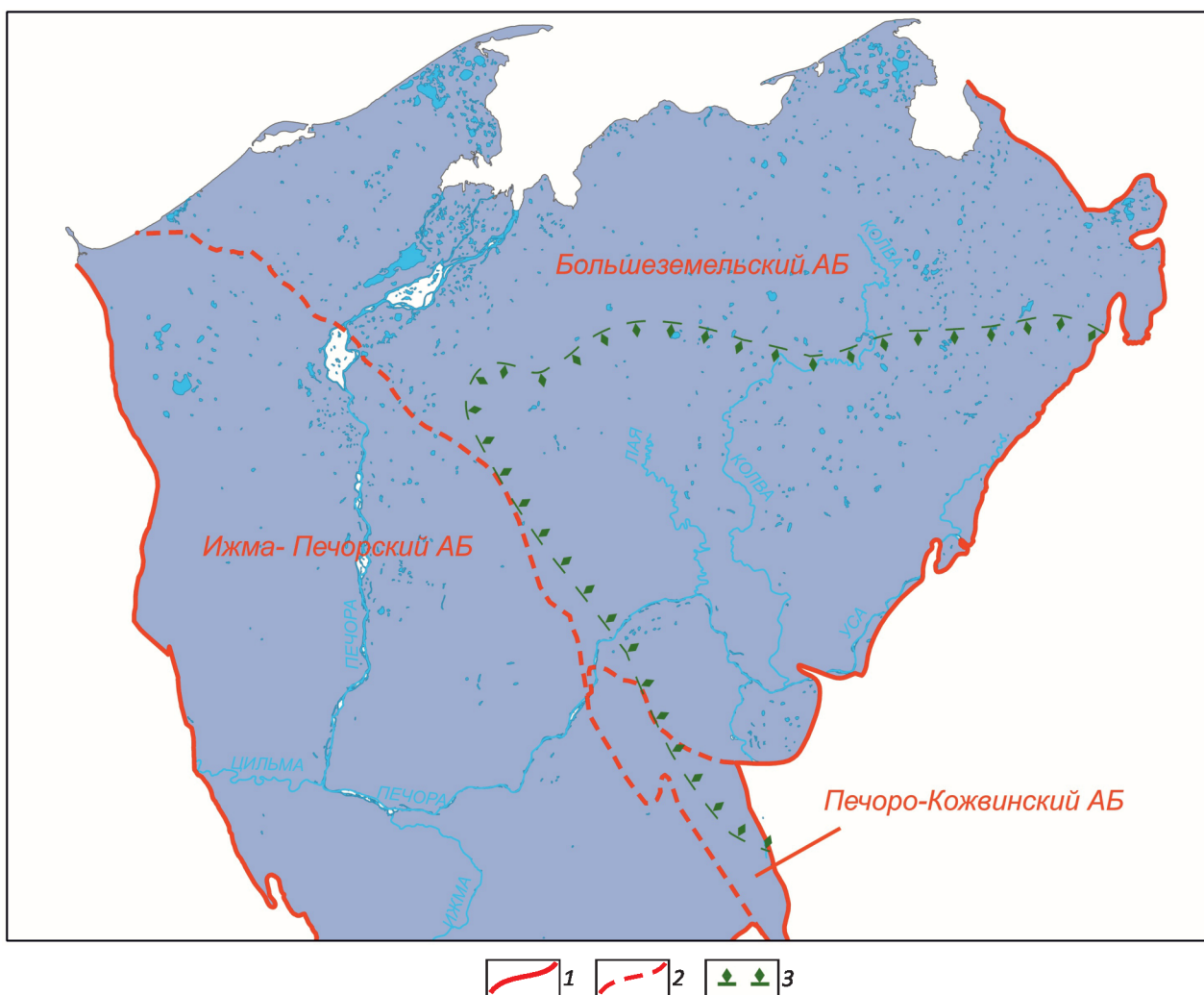


Рис. 2. Реликтовые многолетнемёрзлые породы:

1–2 – структуры: 1 – I, II и 2 – III порядков; 3 – граница зоны распространения реликтовых многолетнемёрзлых толщ

На равнинных участках температура мёрзлых пород равна  $-2^{\circ}\dots-3^{\circ}\text{C}$ , на вершинах холмов и гряд опускается до  $-4,5^{\circ}\text{C}$ , а в отрицательных формах рельефа повышается до  $-1^{\circ}\text{C}$ . Мощность слоя сезонного протаивания изменяется в пределах 0,9–1,4 м.

Зона прерывистого распространения ММП занимает 7,5% территории ПАБ и 13,1% его криолитозоны (см. рис.1). Мощность многолетнемёрзлых пород колеблется от 50–300 м в поймах рек, и на склонах долин она сокращается до 25–30 м. На морском побережье мощность мёрзлых пород в целом несколько меньше – 50–100 м, а широко развитые здесь криопэги приводят к её сокращению до 25–30 м.

Типичные фоновые температуры данной зоны –  $-1^{\circ}\dots-3^{\circ}\text{C}$ . В этом диапазоне минимальные значения

температур отмечены на плоскобугристых торфяниках и в пределах выпуклых вершин, гряд и холмов. Для плоских междуречий характерны более мягкие температуры ( $-1,5^{\circ}\dots-0,5^{\circ}\text{C}$ ). На склоновых участках и отрицательных формах рельефа температура поднимается до  $-0,5^{\circ}\text{C}$ . На участках сквозных таликов температуры положительные и равны  $0-2,5^{\circ}\text{C}$ .

Мощность слоя сезонного протаивания в торфе составляет 0,5–0,8 м, в суглинках 0,8–1 м, в песках 1,5–2 м.

В зоне массивно-островного распространения многолетнемёрзлые породы занимают 30–50% площади территории (см. рис. 1). В северной части мёрзлые породы приурочены к водораздельным участкам, в южной – к высоким надпойменным террасам и заболоченным низинам.



В рассматриваемой зоне широко распространены талики радиационного и гидрогенного типа. По природе образования талики делятся на сквозные и несквозные [3].

Большинство сквозных и несквозных таликов находятся под руслами (и частично в поймах) рек и водотоков, в межблочных понижениях и полосах стока, заросших растительностью. В северной части сквозные талики приурочены к понижениям более 30 м, а несквозные к понижениям от 10 до 30 м.

При продвижении на юг несквозные и сквозные талики начинают появляться в более узких полосах стока и понижениях. В самой южной части зоны массивно-островного распространения ММП сквозные талики приурочены к полосам стока и понижений более 10 м, а несквозные талики залегают в еще более мелких понижениях (до 5 м), их мощность незначительна и не превышает 5–10 м.

В зоне островного распространения встречаются лишь отдельные острова маломощных (10–20 м) мёрзлых пород, представленных торфами и подстилающими их загорфованными породами. На их долю приходится около 20% площади территории. В мелких межбугровых понижениях развиты несквозные талики, кровля ММП расположена на глубине 10 м (см. рис. 1).

В последнее время по данным Государственного мониторинга состояния недр по Северо-Западному федеральному округу установлена деградация современных ММП. Она проявляется в повышении их температуры, уменьшении льдистости и ухудшении прочностных свойств отложений.

Деградация на ландшафтах, сложенных суглинистыми отложениями и торфами, была «выше среднемноголетней» на 11–23%, а на ландшафтах с песчаными и гравийными грунтами более чем на 25%.

Ещё одно проявление деградации ММП – это увеличение мощности несквозных таликов основных типов: радиационно-тепловых и гидрогенных. Величины приращений их мощности на озёрно-аллювиальных верхнеплейстоценовых равнинах варьировались за 2–3-летний период наблюдений от 1,0 м на слабо дренированных площадях до 2,3 м на дренированных.

Также отмечены явления глубокого протаивания ММП при разработке месторождений нефти вокруг эксплуатационных и нагнетательных (для ППД) скважин, что нарушает инженерно-геологические и гидрогеологические условия и может привести к негативным последствиям.

**Реликтовые криогенные толщи.** Помимо рассмотренных современных ММП, в центральной и юго-восточной части криолитозоны ПАБ встречаются реликтовые ММП (рис. 2). Здесь криолитозона имеет двухслойное строение мёрзлых пород. В голоценовом оптимуме реликтовая криогенная толща частично протаяла. Причем, в северной зоне локально и не глубоко, поэтому позднее эта толща сомкнулась с голоценовыми

ММП [1]. При продвижении на север граница реликтовых совпадает с границей современных многолетнемёрзлых пород, образуя единую криогенную толщу. В районах, где мощности современных ММП не достаточно велики и не достают до кровли реликтовых КТ, распространяются двухслойные толщи.

В этом районе значительно увеличены площади сквозных таликов, обусловленных наличием нескольких рек, но в основном реликтовые ММП образуют сплошные массивы с невысокой вероятностью наличия таликов.

Глубина залегания подошвы реликтовых многолетнемёрзлых пород в северной части составляет 400–500 м (глубина залегания кровли 300 м), в южной 300–400 м (кровля 150–200 м). Сквозные талики возможны только под крупными водотоками (р. Печора, нижнее течение рек Уса и Колва) и в зонах крупных региональных разломов.

Выявленные закономерности распространения реликтовых ММП свидетельствуют об *отсутствии их связи с современной климатической* зональностью и определяются палеогеологическими и палеогеографическими условиями. Ввиду отсутствия связей реликтовых ММП с дневной поверхностью деградация этих криогенных толщ практически не происходит. За исключением возможного расширения сквозных таликов в связи с возможным увеличением объемов циркулирующей по ним воды.

Ранее на рассматриваемой территории выделялись границы распространения ММП. Разделение криолитозоны Печорского артезианского бассейна на зоны различного распространения многолетнемёрзлых пород позволяет углубленно рассматривать участки, наиболее интересные для изучения, а также учитывать зоны различного распространения ММП и их индивидуальные особенности при расчетах прогнозных ресурсов подземных вод. Наличие данных о глубинах залегания ММП позволяет картировать водоносность отложений более детально, на локальном уровне. В дальнейшем для упрощения геокриологических исследований планируется рассматривать наличие каждой зоны и её условий по бассейнам отдельно.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q-40 (Печора). Объяснительная записка / В.П.Водолазская, Л.И.Опаренкова, Д.В.Зархидзе и др. – С-Пб., 2010.
2. *Оберман Н.Г.* Криолитозона и подземные воды Печоро-Уральского региона / Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. – Якутск, 1992.
3. *Суходольский С.Е.* Парагенезис подземных вод и многолетнемёрзлых пород. – М.: Наука, 1982.

## 80-летие Игоря Фёдоровича Мигачёва

13 мая 2018 г. исполнилось 80 лет Игорю Фёдоровичу Мигачёву – главному научному сотруднику ФГБУ «ЦНИГРИ», доктору геолого-минералогических наук, академику Российской академии естественных наук, академику Международной академии минеральных ресурсов, заслуженному деятелю науки и техники Российской Федерации, видному организатору отраслевой геологической науки, одному из лидеров в области металлогении, прогноза, поисков и геолого-экономической оценки месторождений цветных и благородных металлов.

После окончания в 1961 г. Московского института цветных металлов и золота им.М.И.Калинина И.Ф.Мигачёв работал в Краснохолмской экспедиции Первого главного геологоразведочного управления, в Лаборатории осадочных полезных ископаемых Мингео СССР, в Научно-исследовательском институте инструмента и процессов алмазной обработки (НИИалмаз) Комитета по автоматизации и машиностроению. С 1964 по 1978 гг. Игорь Фёдорович трудился во Всесоюзном научно-исследовательском институте минерального сырья (ВИМС), где занимался изучением геологического строения медно-молибденовых месторождений и закономерностей их размещения в вулканоплутонических формациях Южного Казахстана, Приморья, Кузнецкого Алатау, оценкой перспектив и определением направлений геологоразведочных работ. В 1973 г. И.Ф.Мигачёв защитил кандидатскую диссертацию.

Свою работу в ЦНИГРИ И.Ф.Мигачёв начал с 1978 г. Сначала в должностях старшего научного сотрудника, заведующего лабораторией, заведующего отделом, затем заместителя директора по научной работе, с 1989 по 2012 гг. директора института, потом главного научного сотрудника.

В 1980-е годы Игорь Фёдорович с коллективом сотрудников проводил комплексные исследования, связанные с оценкой перспектив и обоснованием направлений геологоразведочных работ на цветные металлы России. Полученные данные легли в основу текущих оценок прогнозных ресурсов страны. Разработанные им эффективные технологии прогноза, поисков и оценки месторождений внедрены в практику геологоразведочных работ и использованы при обосновании увеличения запасов месторождений Михеевское (Урал), Соболиное (Приморье), Песчанка (Чукотка). Выделены новые провинции и зоны, перспективные на выявление месторождений цветных металлов на Урале, в При-трассовой зоне БАМ, Хабаровском крае, Приморье, Магаданской области и на Чукотке.

Разработанные под руководством и при участии И.Ф.Мигачёва прогрессивные технологии прогноза, поисков и оценки месторождений цветных металлов



обеспечили повышение эффективности геологоразведочных работ на территории России, Казахстана и Средней Азии, способствовали развитию минерально-сырьевой базы регионов.

В последующие годы И.Ф.Мигачёв выполнил серию исследований по морфологической типизации и условиям локализации медно-порфировых месторождений. В результате вулканоплутонические пояса были ранжированы с учётом режимов геотектонического и металлогенического развития, установлены основные эпохи образования медно-порфировых месторождений, созданы их модели, изучена золотоносность. Эти материалы легли в основу докторской диссертации, которую Игорь Фёдорович защитил в 1991 г.

И.Ф.Мигачёвым в составе авторского коллектива были разработаны «Методические руководства по оценке прогнозных ресурсов», являющиеся научно-методической основой прогнозных поисковых и поисково-оценочных работ на алмазы, благородные и цветные металлы и выполняемые производственными организациями Федерального агентства по недропользованию (Роснедра).

При активном участии И.Ф.Мигачёва ЦНИГРИ выполнил серию работ, посвящённых оценке тенденций развития и перспективам сбалансированного использования и воспроизводства минерально-сырьевых баз благородных и цветных металлов, обеспеченности минерально-сырьевыми ресурсами России с учётом проблем глобализации и минерально-сырьевой безопасности страны.

Результаты практической, научной и научно-организационной деятельности Игоря Фёдоровича Мигачёва широко известны в России, СНГ и ряде зарубежных стран. Он – автор более 200 научных работ, в том числе 16 монографий. Деятельность Игоря Фёдоровича отмечена правительственными наградами – орденами Почёта Российской Федерации, «За заслуги перед Отечеством» и медалями. Он является лауреатом премий

Министерства геологии СССР и Правительства Российской Федерации в области науки и техники. И.Ф.Мигачёв награждён медалью «Дружбы» Демократической Республики Вьетнам, знаками «Отличник разведки недр», «Почётный разведчик недр», «За заслуги в развитии науки и экономики России» Российской академии естественных наук, почётными грамотами Мингео СССР и МПР России.

Сердечно поздравляем Игоря Фёдоровича с юбилеем и желаем ему крепкого здоровья, творческих свершений на благо отечественной геологии.

*Учёный совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала  
Коллеги и друзья*

## 50-летие Игоря Геннадьевича Спиридонова

7 июля 2018 г. исполняется пятьдесят лет Игорю Геннадьевичу Спиридонову – генеральному директору ФГБУ «ИМГРЭ», кандидату геолого-минералогических наук.

Свою научно-практическую деятельность в ИМГРЭ И.Г.Спиридонов начал с должности заместителя директора по экономике и праву. Основным направлением его занятия в этот период было развитие геоэкологических исследований в части обоснований и нормативно-методического обеспечения использования территорий как объектов экономического развития Российской Федерации. За это время с целью расширения сферы деятельности Института были получены государственные лицензии Госстроя РФ и Федерального Агентства геодезии и картографии соответственно на проведение инженерно-геологических изысканий для строительства зданий, сооружений и на выполнение НИОКР по созданию картографических материалов на основе дистанционных методов зондирования Земли. Наряду с этим, И.Г.Спиридонов организовал и обеспечил выполнение геоэкологических работ по контрактам с предприятиями «Транснефть», «Росатом», «Росавтодор», «Газпром», а также с профильными министерствами субъектов РФ при проектировании крупных объектов государственного строительства.

В последние годы Игорь Геннадьевич целиком посвятил себя организации и проведению научно-производственных разномасштабных геолого-геохимических работ на редкие, цветные и благородные металлы в различных регионах России: Полярном и Приполярном Урале, Республике Бурятия, Сахалинской и Амурской областях. Он внедрял геохимические методы при организации геологоразведочных работ на углеводородное сырье территории Восточной Сибири. И.Г.Спиридонов является ответственным исполнителем ряда государственных контрактов, один из которых позволил разработать научно-обоснованные предложения по конверсии долгов РФ посредством поставок реализуемых на основе передовых отечественных технологий услуг комплексного геологического изучения территорий стран кредиторов – участников Парижского клуба. И.Г.Спиридонов – активный участник международных и российских конгрессов, съездов, конференций и других мероприятий, посвященных проблемам воспроизводства минерально-сырьевой базы ТПИ и защите окружающей среды. Он представлял интересы института на переговорах с зарубежными геологическими службами и организациями в КНР, Великобритании, Канаде, Украине, Белоруссии, Индонезии и других странах.

В критический для института период при преобразовании его из ФГУП в ФГБУ от Игоря Геннадьевича потребовалось много сил, энергии и твёрдости духа. В результате в отечественной геологической службе



сохранилось важнейшее научно-практическое направление – разномасштабные геохимические работы, как оперативный и эффективный инструмент прогноза и поисков высоколиквидных видов минерального сырья, включая редкие металлы, на приоритетных территориях и территориях опережающего социально-экономического развития в Российской Федерации.

И.Г.Спиридонов заведует базовой кафедрой «Прикладной геохимии и петрографии» ФГБУ «ИМГРЭ» в МГРИ–РГГРУ, является членом Правления Ассоциации геологических организаций и автором более 50 опубликованных научных работ. Награждён нагрудным знаком «Почётный разведчик недр» и другими ведомственными наградами. Игорь Геннадьевич пользуется заслуженным авторитетом в коллективе, а также в отраслевых и академических НИИ. Оперативно анализирует тематически различные потоки информации, внедряет в практику геотехнологии. Отличительными чертами И.Г.Спиридонова являются профессионализм, высокая работоспособность, ответственность, коммуникабельность и оптимизм.

Поздравляем Игоря Геннадьевича с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья и новых творческих успехов.

*Коллектив ФГБУ «ИМГРЭ»*

*Дирекция, друзья*

*Редколлегия журнала*





СЕЙМАРТЕК

**17–18 ОКТЯБРЯ**

**ЧЕЛЯБИНСК  
ОТЕЛЬ RADISSON BLU**



**ЭФФЕКТИВНОСТЬ  
И БЕЗОПАСНОСТЬ  
ГОРНОДОБЫВАЮЩЕЙ  
ПРОМЫШЛЕННОСТИ – 2018**

**IV МЕЖДУНАРОДНЫЙ ФОРУМ**

**За более подробной информацией  
обращаться по контактам:**

тел.: +7 (499) 638 2329;

e-mail: [info@seymartec.ru](mailto:info@seymartec.ru);

[www.seymartec.ru](http://www.seymartec.ru)